

ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
РЕЛЬЕФА
СИБИРИ
и
ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА

КАМЧАТКА

КУРИЛЬСКИЕ
и КОМАНДОРСКИЕ
ОСТРОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ

ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ



551.4

ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
РЕЛЬЕФА
СИБИРИ
и
ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА

КАМЧАТКА,
КУРИЛЬСКИЕ
И КОМАНДОРСКИЕ
ОСТРОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1974



6901

В работе впервые рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с историей развития рельефа Курило-Камчатской области. Проводится анализ истории образования различных типов морфоструктур в новейшее время. Особое внимание уделено анализу динамики образования морфоструктур под действием тектонических процессов и специфике формирования рельефа вулканических областей. Выделены основные тектонические эпохи.

Авторский коллектив:

*И. В. МЕЛЕКЕСЦЕВ, О. А. БРАЙЦЕВА, Э. Н. ЭРЛИХ,
А. Е. ШАНЦЕР, А. И. ЧЕЛЕБАЕВА, Е. Г. ЛУПИКИНА,
И. А. ЕГОРОВА, Н. Н. КОЖЕМЯКА*

Редакционная коллегия:

*О. М. Адаменко (зам. главного редактора), С. А. Архипов (зам. главного редактора), Ю. П. Баранова, С. Ф. Бискэ, И. А. Волков, В. В. Вдовин, Г. С. Ганешин, Л. К. Зятькова (ученый секретарь), Н. Б. Золотова, О. В. Кашменская, Л. И. Красный, С. С. Коржуев, Н. А. Логачев, В. А. Николаев (зам. главного редактора), Л. Я. Проводников, В. Н. Сакс, Н. А. Флоренсов (главный редактор), Д. А. Тимофеев, З. М. Хворостова, Г. И. Худяков (зам. главного редактора),
А. Л. Яншин*

Ответственный редактор тома
член-корреспондент АН СССР
И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

С названиями Камчатки, Курильских и Командорских островов, истории рельефа которых отведен настоящий том, всегда ассоциируется представление о части нашей страны, наиболее удаленной от старинных центров, о «крае земли». Если это верно в общем виде и в прямом смысле, то верно также в геоморфологическом и геологическом отношении. Среди разнообразных геоструктурных и морфоструктурных областей Сибири и Дальнего Востока Камчатка, Курилы и Командоры по своей истории, тектонической позиции, типу структур и форм рельефа занимают также крайнее положение. Если юг Советского Дальнего Востока и остров Сахалин, геоморфологическая история которых была освещена в предыдущих томах «Истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», также входят в зону перехода Азиатского материка к Тихому океану (понимаемого в самом широком смысле), то все же они располагаются лишь в глубоком тылу этой зоны, тогда как Камчатка, Курильские и Командорские острова составляют ее фронт, ее передний край, смыкающийся с подводными плитами и глубоководным Курило-Камчатским желобом. Хотя и не полностью (отсюда необходимо исключить, например, западную часть полуострова Камчатки), но большей своей частью территория, рассматриваемая в настоящем томе, входит в состав современной геосинклинальной области со всеми специфическими чертами, присущими таким областям. Современный тектонический режим Камчатско-Курильской дуги служит лишь выражением продолжающегося новейшего (плиоцен-четвертичного) геосинклинального этапа в развитии восточной окраины Азии, сохраняя при этом все свойства и атрибуты последнего, включая, конечно, и геоморфологические.

Естественно, что особая геологическая позиция Камчатки и Курил и их современный, индивидуальный, нигде более в Советском Союзе не имеющий места геоморфологический облик, сложились в ходе предыстории, отличной от таковой в других районах Сибири и Дальнего Востока. По-особому здесь протекало развитие и наземного и подводного рельефа.

Крайняя молодость тектонических форм рельефа Камчатки, Курильских и Командорских островов, в геологическом субстрате которых местами участвуют и древние толщи, вплоть до палеозойских, четкое отличие тектонического плана новейших геосинклинальных образований от плана более древних, но также кайнозойских структурных элементов определили, с одной стороны, сложность кайнозойской геоморфологической истории названных районов, а с другой, в силу фрагментарности выходов осадочных толщ доверхнемелового возраста, обусловили большие трудности в выявлении здесь геоморфологических событий даже в среднем мезозое. Поэтому почти все внимание авторов настоящего тома сосредоточено на новейшей, то есть преимущественно кайнозойской, истории Камчатско-Курильской антиклинорной зоны.

Как известно, главной особенностью и достопримечательностью геоморфологии Камчатки и Курил являются формы вулканического происхождения. Это единственный в СССР район активного современного вулканизма и, следовательно, современного вулканического рельефообразования. Здесь мы сталкиваемся с огромным разнообразием форм не только вулканической аккумуляции, но и деструкции, связанной с эксплозивной деятельностью, с громадной дифференциацией форм, составляющих вулканические ландшафты, по их происхождению, типу, масштабу, возрасту, стадии развития, степени сохранности. Высота камчатских вулканов, приморское положение и связанные с этим климатические условия породили здесь своеобразное горное оледенение и связанные с ним процессы ледниковой денудации, деятельности талых ледниковых вод, внезапные смещения рыхлых вулканических накоплений на крутых склонах, обвалы, нередко связанные с землетрясениями, различные береговые процессы и в их числе явления цунами. Словом, взаимодействие эндогенного и экзогенного факторов в происхождении и современной динамике земной поверхности здесь весьма своеобразно, ярко и эффективно.

Таким образом, предлагаемый вниманию читателей очередной том серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» по своему содержанию не только существенно отличается от других томов, как изданных, так и издающихся, но является действительно вполне оригинальным. Его главная ценность, помимо выявления и обоснования последовательности геоморфологических событий за обозримый в данных условиях промежуток геологического времени, заключается также в несомненном вкладе авторов в понимание роли частных форм как в активно развивающемся, так и деградирующем, разрушающемся вулканическом ландшафте.

Мы надеемся, что публикуемый том будет с интересом принят читателями.

Н. Флоренсов

ВВЕДЕНИЕ

Курило-Камчатская область, охватывающая Курильскую островную дугу, западную часть Алеутской островной дуги (Командорские острова) и п-ов Камчатку, занимает особое место среди других районов Сибири и Дальнего Востока СССР. Специфика этой области связана с ее положением на стыке Азиатского континента и Тихого океана и принадлежностью входящих в нее элементов к цепи островных дуг и сходных с ними тектонических систем. Высокая степень тектонической подвижности новейшего времени, активные современные движения и интенсивная сейсмичность, мощные процессы четвертичного и современного вулканизма накладывают неизгладимый отпечаток на историю формирования рельефа этой территории.

Ведущая роль эндогенных факторов рельефообразования, скоротечность создания морфоструктур, сочетание вулканизма и тектоники, специфика формирования аккумулятивного рельефа вулканических районов обусловили сложность реконструкции этапов развития рельефа. В то же время эти особенности, проявляющиеся благодаря молодости рельефа в формах современных морфоструктур, делают историю рельефообразования Курило-Камчатской области особенно благодатным материалом для исследования. Именно здесь, как нигде, мы можем вплотную подойти к познанию причин и движущих сил рельефообразования, решению вопроса о связи формирования морфоструктур поверхности Земли с глубинными процессами. Результаты анализа, полученные в условиях дробной временной шкалы четвертичного времени, могут быть использованы для изучения явлений геологического прошлого, где считается, что аналогичные процессы растянуты на миллионы лет, а движущие силы процессов по крайней мере проблематичны.

Основные общие работы по геоморфологии и истории развития рельефа Камчатки и Курильских островов выполнены в 50-х и начале 60-х годов на основании итогов геологической съемки.

Сюда относятся наиболее известные исследования Г. М. Власова (1959а, б, и др.), Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемякова (1950), Ю. Ф. Чемякова (1961), Г. М. Власова и А. Е. Святловского (1964), В. П. Мокроусова и Н. Д. Садовского (1964). Ряд вопросов геоморфологии вулканических районов был попутно рассмотрен в ходе вулканологических исследований (Пийп, 1956; Горшков, 1954, 1958, 1967, и др.). Специальное исследование о развитии рельефа вулканических областей было выполнено А. Е. Святловским (1954, 1956, 1957, 1967). Исследования этого периода заложили основы наших представлений об устройстве рельефа Курило-Камчатской области и общих чертах его эволюции.

Последующие более детальные работы существенно уточнили ряд важных вопросов и изменили многие представления о рельефе. В частности, в работах некоторых авторов на материале тематических геоморфологических исследований (Волчанская, 1965; Кожемяка, 1966а, б, в;

Худяков, 1968, и др.) были детально рассмотрены основные этапы развития рельефа отдельных районов Курило-Камчатской области. Основные представления о геоморфологии подводной части Курило-Камчатской области были сформулированы сотрудниками Института океанологии АН СССР (Безруков и др., 1958; Затонский и др., 1961; Удинцев, 1955, 1972, и др.).

В этот же период авторы настоящей работы провели изучение комплекса вопросов, связанных с историей развития рельефа: исследовали геоморфологию Центральной Камчатской депрессии, составили опорный разрез четвертичных отложений этого района (Брайцева и др., 1968), заново рассмотрели вопросы четвертичных оледенений Камчатки, закономерности строения рельефа и особенности ледниковых процессов в вулканических районах (Мелекесцев и др., 1970), разработали принципы тектонического анализа молодых вулканических областей, определили специфику развития отдельных тектонических систем в новейшее время (Эрлих, 1965, 1966, 1973), существенно уточнили стратиграфию плиоценовых вулканогенных толщ и особенности развития структуры и вулканизма этой эпохи (Шанцер, 1968; Шанцер и др., 1966, 1969) и наметили общие черты эволюции четвертичного вулканизма.

Результаты этих работ вызвали насущную потребность в обобщении на новой базе материалов по истории развития рельефа Курило-Камчатской области. Такая возможность предоставилась авторам в рамках издаваемой серии монографий «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока».

В ходе работы над монографией авторами был проведен комплекс дополнительных исследований. Сюда относятся, в частности, изучение геоморфологии и истории развития Курильской островной дуги, реконструкция этапов развития рельефа ряда районов кислого вулканизма Камчатки, уточнение некоторых спорных моментов геологии Командорских островов, дешифрирование аэрофотоснимков Курило-Камчатской области и специальные работы по геоморфологическому дешифрированию морских террас. Для реконструкции рельефа отдельных этапов неогенового времени составлена новая рабочая корреляционная схема морских и континентальных свит кайнозоя Камчатки. Основой для нее было обобщение всех работ, проведенных в этой области за последнее десятилетие. Схема построена с учетом увязки разрезов с установленными на Камчатке зонами планктонных фораминифер и биостратиграфических данных по другим группам организмов (макрофлора, диатомовые и палинологические данные). На основе этой схемы, существенно отличающейся от других корреляционных схем, несколько по-иному трактуются вопросы геологической истории (и соответственно истории развития рельефа) палеогенового и неогенового времени.

Предлагаемая работа не является сводкой данных по комплексу рассмотренных вопросов. В ней излагаются результаты анализа материала, который постоянно содержит элементы субъективности в оценках авторов.

Специфичность материала обусловила ряд особенностей построения книги. Как будет показано ниже, основные морфоструктуры Курило-Камчатской области в их современных границах и характерном выражении созданы в ходе новейшего геоморфологического этапа развития района. Это predetermined, в частности, исключительной интенсивностью проявления эндогенных факторов рельефообразования в новейшее время. Поэтому в работе основное внимание уделено характеристике стадий новейшего этапа развития рельефа. История развития рельефа в предшествующие эпохи рассматривается для создания необходимого фона, показывающего место современного этапа рельефообразования в ходе общей эволюции структуры, вулканизма и рельефа Курило-Камчатской области.

Характер методики изучения новейшей истории развития различных по генезису морфоструктур, особенно вулканических поясов, разнородность материала, используемого для реконструкции отдельных стадий их развития, так велики, что делают невозможным прямое рассмотрение отдельных эпох новейшего этапа развития рельефа всей области в целом. Изложение материала в таком порядке выглядело бы, как нам кажется, неупорядоченно и малоубедительно. Отсутствие (или малое количество) абсолютных датировок, во многом противоречивые данные биостратиграфических построений для четвертичных отложений предопределили необходимость вначале рассмотреть историю развития отдельных типов морфоструктур. При этом относительная последовательность стадий их развития реконструируется достаточно надежно и создается объективная основа для дальнейшего выделения характерных эпох развития региона в целом. Многообразие факторов рельефообразования и изменение их роли во времени определили специфику развития рельефа в историческом аспекте.

Теснейшая связь истории развития современного рельефа с эволюцией тектонического режима привела к необходимости уделить особое внимание характеристике современной структуры отдельных районов и эволюции ее на различных стадиях новейшего времени. Хотя книга не посвящена геоморфологии области как таковой, при описании большей части районов возникла потребность в составлении геоморфологических схем. Они являются как бы мгновенными следами современного рельефа, отражающими конечный результат истории его развития. Отсутствие детальных геоморфологических карт Курило-Камчатской области при сложности рельефа отдельных районов (особенно вулканических) не позволяет говорить об особенностях развития той или иной морфоструктуры без представления о ее геоморфологии.

Те или иные проблемы в книге рассмотрены с учетом значительной части данных, опубликованных в последнее время в статьях и монографиях, в том числе и написанных самими авторами. Поэтому во всех возможных случаях нами дается ссылка на соответствующие работы, где этот материал приведен в более полном виде.

Анализ основных вопросов истории развития рельефа новейшего времени с учетом эволюции структуры и вулканизма проведен в настоящей книге И. В. Мелекесцевым, О. А. Брайцевой, Э. Н. Эрлихом при участии Н. Н. Кожемяки (по четвертичной вулканической зоне Срединного хребта Камчатки) и А. Е. Шанцера (по аккумулятивно-тектоническим поднятиям и неотектонике), корреляция третичных отложений выполнена А. И. Челебаевой и А. Е. Шанцером при участии И. А. Егоровой и Е. Г. Лупикиной. Реконструкция истории рельефа этого времени проведена А. Е. Шанцером. В работе использованы многочисленные споропыльцевые и диатомовые анализы, выполненные И. А. Егоровой и Е. Г. Лупикиной.

Авторы выражают сердечную благодарность Л. К. Зяtkовой за своевременную организационную помощь и информацию в ходе написания работы, сотрудникам картбюро и фотолаборатории Института вулканологии Л. Л. Зубаревой, Г. С. Волковой, В. К. Костаревой, А. Д. Чернявской, Л. Е. Усановой и В. А. Подтабачному, качественно и в срок выполнившим большой объем сложной графики, а также И. Т. Кирсанову, Ю. М. Дубику, И. В. Вайнштейну, Н. А. Смелову, Н. В. Огородову и Т. С. Краевой за предоставленные фотографии.

РЕЛЬЕФ И СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В настоящее время полуостров Камчатка, Курильские и Командорские острова выступают над поверхностью моря вершинными частями двух гигантских, слабо выпуклых в сторону Тихого океана хребтов — Курило-Камчатского и западной части Алеутского, которые сочленяются друг с другом почти перпендикулярно на широте около 56° .

Общая длина Курило-Камчатского хребта, протягивающегося от о. Хоккайдо (44° с. ш.) до района Камчатского перешейка (60° с. ш.), около 2000 км, простирается северо-восточное. Западное и восточное подножия имеют четкие естественные границы. На севере восточное подножие хребта непосредственно поднимается над дном Командорской котловины Берингова моря. Южнее Командорских островов его границей является ось глубоководного Курило-Камчатского желоба. Западное подножие хребта в районе Курильских островов и южной оконечности Камчатки сопрягается с дном Южно-Охотской глубоководной котловины. Севернее оно ограничено осевыми линиями желоба Лебеда и впадины ТИПРО. С учетом высоты подводного склона строение хребта резко асимметричное, так как относительная высота восточного склона намного больше, чем западного. Особенно велика асимметрия склонов камчатской части хребта, длиной около 800 км. На самом севере (р-н Камчатского перешейка) высоты западного и восточного склонов равны соответственно около 1100 и 4000 м, на широте п-ова Озерного — 2800 и 5200 м, на широте вулкана Шивелуч (р-н северного окончания Курило-Камчатского желоба) — 3700 и 7700 м, на широте г. Петропавловска-Камчатского — 4000 и 11 500 м и, наконец, близ южной оконечности п-ова (р-н вулкана Камбального) — 2700 и 10 200 м. Таким образом, относительная высота восточного склона хребта в 2—3 раза больше, чем западного. Отчетливая асимметрия свойственна и курильской части, имеющей длину 1200 км. Максимальная высота северо-западного, охотского, склона хребта не превышает здесь 5000 м, а юго-восточного, тихоокеанского, как и в пределах более северного участка, составляет более 11 000 м. Ширина основания камчатской части хребта колеблется от 300 до 700 км, курильской — от 100 до 300 км.

Длина командорского блока дугообразного Алеутского хребта около 300 км, ширина по основанию 100—120 км. Как и у Курило-Камчатского, склоны Алеутского хребта резко асимметричны. Средняя высота северного, вогнутого, склона хребта над дном Берингова моря равна около 3500 м, а южного, выпуклого, поднимающегося над дном глубоководного Алеутского желоба, составляет около 8000 м. Таким образом, по параметрам и Курило-Камчатский и Алеутский хребты следует относить к наиболее крупным неровностям земной поверхности.

Рассматриваемые хребты отчетливо террасированны в верхних частях склонов. Наиболее обширные по площади террасовидные ступени располагаются в интервале от —500—600 до +300—400 м. Образующие

эти ступени площадки имеют по большей части признаки типичных морских террас. Террасовидные ступени некоторых участков располагаются на подводных склонах и на глубине 500—600 м. Их генезис не совсем ясен.

В общем же строение подводного и надводного рельефа различных участков Курило-Камчатского и Алеутского хребтов сильно различается. В пределах камчатского отрезка Курило-Камчатского хребта наиболее простым строением обладает подводная часть западного склона хребта, которая по сути дела состоит всего из двух элементов — широкого террасированного шельфа и материкового склона. Ширина шельфовой зоны почти вдоль всего западного побережья Камчатки колеблется от 80—90 до 140—150 км и только близ южной оконечности полуострова уменьшается до 10—20 км. Край шельфа располагается на глубинах 130—150 м. Максимальная высота уступа материкового склона не превышает 800—850 м. Сходное строение имеет и подводный склон северной части восточного склона хребта. Ширина террасированного шельфа достигает здесь 150—160 км, а край его находится на глубине до 200 м. Однако в отличие от западного склона в пределах шельфа имеются обширные участки холмистого ледникового рельефа, затопленного во время послеледникового поднятия уровня моря. Кроме того, высота выступа материкового склона здесь намного больше (2500—2800 м), а сам он круче.

Начиная от п-ова Озерного и далее к югу строение подводного склона хребта сильно усложняется. Ширина шельфовой зоны становится очень непостоянной. Максимальная ширина шельфа сокращается до 30—50 км. Шельф и материковый склон прорезаны глубокими крутосклонными подводными долинами, заложившимися вдоль крупных разрывных нарушений. Многочисленные участки шельфа и материкового склона испытывали здесь значительное перемещение в связи с интенсивными проявлениями дифференцированных тектонических движений. Прямым следствием проявления блоковой тектоники было большое колебание глубины (100—400 м и более), на которой располагается сейчас край шельфа, а также осложнение восточного склона системой подводных хребтов, служащих продолжением горных массивов восточных полуостровов Камчатки. С полуостровом Камчатского мыса связан идущий к югу в субмеридиональном направлении Камчатский подводный хребет длиной более 100 и шириной 30—40 км. Южное окончание хребта располагается на глубинах 5000—5500 м. Западное подножие хребта ограничено крупной подводной долиной, верховье которой подходит к современному устью р. Камчатки. Другой хребет, также близкий к меридиональному простираю, идет в южном направлении от п-ова Кроноцкого. Его длина около 120, ширина 40—50 км, а южный склон опускается до глубины 4000 м. Еще один хребет — хр. Шатского — продолжает горное сооружение п-ова Шипунского. Его длина до 150, ширина 40—50 км, простираение субмеридиональное. Он прослеживается до глубины около 4000 м.

Интенсивными тектоническими подвижками и сейсмотектоникой обусловлено появление в пределах восточного склона локальных террасовидных площадок и скальных стенок. Г. Б. Удинцев (1955) отмечает, в частности, что в районе п-ова Шипунского, являющегося сейчас одним из самых активных в сейсмическом отношении в пределах Курило-Камчатской области, склон расчленен множеством крутых уступов и узких террас. Крутизна уступов достигает 70—80°, характерна резкость, угловатость подводных форм рельефа, широко представлены скалы.

Наиболее высокие надводные части Камчатского хребта — п-ов Камчатка и о. Карагинский — характеризуются в современную эпоху преобладанием горного рельефа (рис. 1).

Камчатка представляет собой горную страну, в пределах которой основные формы мегарельефа имеют четкую северо-восточную ориенти-

ровку (хребты Срединный и Восточный, а также расположенная между ними Центральная Камчатская депрессия). На восточной окраине Камчатки в единую полосу северо-восточного простираия укладываются разобщенные горные массивы полуостровов Камчатского мыса, Кроноцкого и Шипунского, а на их продолжении располагается линейное горное сооружение восточного побережья Южной Камчатки — Прибрежный хребет. Перечисленные горные сооружения, за исключением центральной части Срединного хребта и некоторых участков Восточного хребта, сложены дислоцированными доплиоценовыми породами, на которых преимущественно развит резко расчлененный и высокогорный и среднегорный денудационно-тектонический рельеф. Этот рельеф сформировался в результате сложного взаимодействия эндогенных (главным образом плейстоценовых тектонических движений) и экзогенных факторов. Тектонические движения способствовали поднятию территории, а связанные с ними разрывные нарушения предопределили направление большинства долин современных водотоков как крупных, так и мелких. Значительное влияние на формирование рельефа оказала сейсмотектоника, с которой связаны многочисленные обвалы и оползни. Главнейшими экзогенными факторами, участвовавшими в создании денудационно-тектонического рельефа, были водная эрозия и ледниковая деятельность. В отличие от водной эрозии ледниковая деятельность проявлялась эпизодически. Наибольшее влияние на формирование современного облика рельефа оказали ледники верхнеплейстоценового оледенения.

В настоящее время абсолютная высота участков денудационно-тектонического рельефа составляет 800—2100 м. На отметках до 1000—1200 м преобладает эрозионно-денудационный тип рельефа, созданный преимущественно эрозионной деятельностью водных потоков и разнообразными склоновыми процессами (главным образом дефлюкция, солифлюкция и в меньшей степени гравитационное обваливание и осыпание). Рельеф сравнительно пологосклонный (крутизна склонов 10—20°), относительные превышения колеблются от 200 до 700 м. Время заложения эрозионных форм самое разнообразное. Заложение главных речных долин (реки Авача, Жупанова, Налычева) произошло, по-видимому, еще в конце верхнего плиоцена или в раннем плейстоцене, а долины основных водотоков сформированы позднее. Однако главные черты своего современного облика рельеф приобрел в верхнем плейстоцене и в голоцене.

На абсолютных отметках 1300—1400 м и выше господствует альпийно-типный и типичный альпийский рельеф, характеризующийся широким распространением ледниковых скульптурных форм верхнеплейстоценового оледенения. Причем кары и трог отличаются в большинстве случаев прекрасной сохранностью. Относительные превышения нередко достигают 900—1000 м. Преобладают крутые (25—35°, нередко до вертикальных) незадернованные и незалесенные склоны. Весьма характерны пилообразные водоразделы и пирамидальные вершины — карлинги, образовавшиеся от пересечения стенок каров. Из склоновых процессов наиболее типичны солифлюкция, а также гравитационное обваливание и осыпание.

Районы вулканического и денудационно-вулканического типа рельефа расположены в пределах Восточной Камчатки, между побережьем Охотского моря и Береговым хребтом, в центральной части Срединного хребта и в северной части Центральной Камчатской депрессии.

Вулканический (эндогенно-аккумулятивный) тип включает все неизмененные или незначительно измененные денудационными процессами вулканические формы рельефа независимо от их генезиса, морфологии и размеров. Как правило, сюда относятся действующие вулканы и недавно сформированные вулканические образования верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Составляющие этот тип вулканические постройки отличаются исключительным разнообразием. Широко пред-

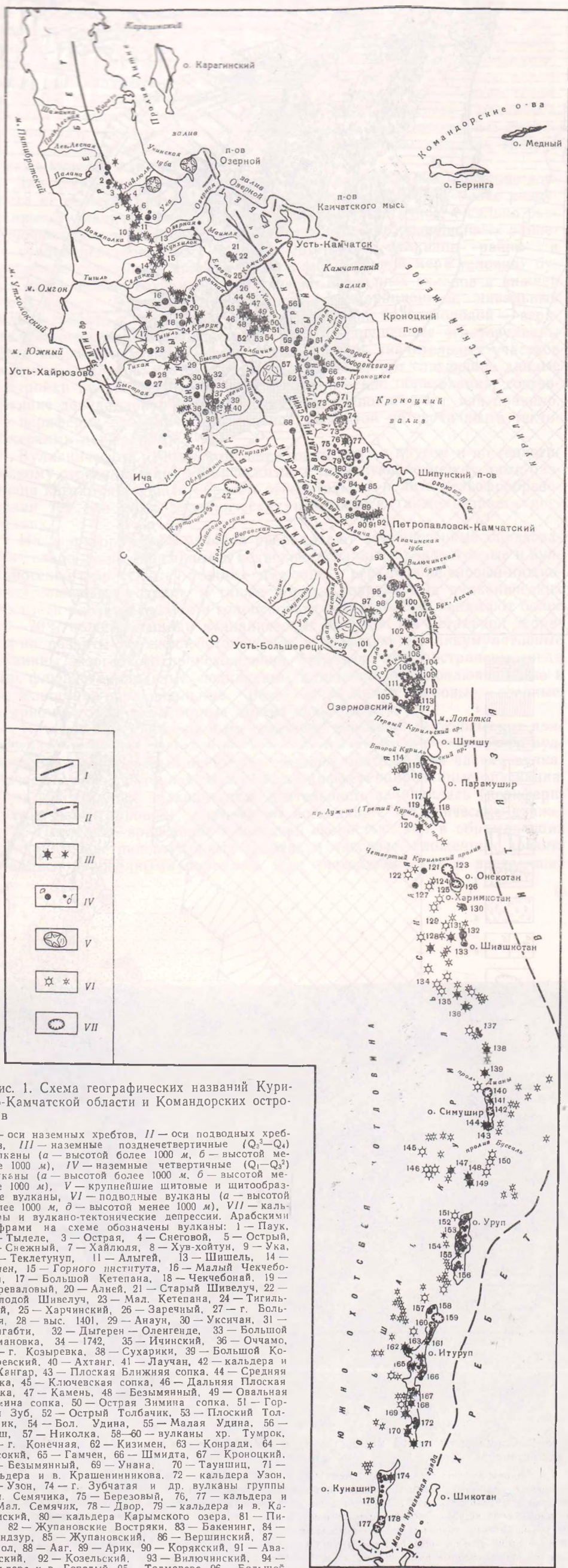


Рис. 1. Схема географических названий Курило-Камчатской области и Командорских островов

I — оси наземных хребтов, II — оси подводных хребтов, III — наземные позднечетвертичные (Q_3-Q_4) вулканы (a — высотой более 1000 м, б — высотой менее 1000 м), IV — наземные четвертичные (Q_1-Q_2) вулканы (a — высотой более 1000 м, б — высотой менее 1000 м), V — крупнейшие щитовые и щитообразные вулканы, VI — подводные вулканы (a — высотой более 1000 м, б — высотой менее 1000 м), VII — кальдеры и вулканотектонические депрессии. Арабскими цифрами на схеме обозначены вулканы: 1 — Паук, 2 — Тысле, 3 — Острая, 4 — Снеговой, 5 — Острый, 6 — Снежный, 7 — Хайлюля, 8 — Хув-хойтун, 9 — Ука, 10 — Теклетунуп, 11 — Алыгей, 13 — Шишель, 14 — Шлен, 15 — Горного института, 16 — Малый Чекчебоной, 17 — Большой Кетепан, 18 — Чекчебоной, 19 — Переваловый, 20 — Алей, 21 — Старый Шивелуч, 22 — Молодой Шивелуч, 23 — Мал. Кетепан, 24 — Тигильский, 25 — Харчинский, 26 — Заречный, 27 — г. Большая, 28 — выс. 1401, 29 — Анаун, 30 — Уксичан, 31 — Бонгабти, 32 — Дыгерен — Оленгенде, 33 — Большой Романовка, 34 — 1742, 35 — Ичинский, 36 — Очамо, 37 — г. Козыревка, 38 — Сухарики, 39 — Большой Козыревский, 40 — Ахтаг, 41 — Лаучан, 42 — кальдера и в. Хангар, 43 — Плоская Ближняя сопка, 44 — Средняя сопка, 45 — Ключевская сопка, 46 — Дальняя Плоская сопка, 47 — Камень, 48 — Безымянный, 49 — Овальная Зиминая сопка, 50 — Острая Зиминая сопка, 51 — Горный Зуб, 52 — Острый Толбачик, 53 — Плоский Толбачик, 54 — Бол. Удина, 55 — Малая Удина, 56 — Шиш, 57 — Николка, 58—60 — вулканы хр. Тумрок, 61 — г. Конечная, 62 — Кизимен, 63 — Конради, 64 — Высокий, 65 — Гамчен, 66 — Шмидта, 67 — Кроноцкий, 68 — Безымянный, 69 — Унана, 70 — Тауншиц, 71 — кальдера и в. Крашенинникова, 72 — кальдера Узон, 73 — Узон, 74 — г. Зубчатая и др. вулканы группы Бол. Семьячка, 75 — Березовый, 76, 77 — кальдера и в. Мал. Семьячка, 78 — Двор, 79 — кальдера и в. Карымский, 80 — кальдера Карымского озера, 81 — Пирог, 82 — Жупановские Востряки, 83 — Бакенинг, 84 — Дзедзур, 85 — Жупановский, 86 — Вершинский, 87 — Купол, 88 — Ааг, 89 — Арик, 90 — Корякский, 91 — Авачинский, 92 — Козельский, 93 — Вилочинский, 94 — кальдера и в. Горелый, 95 — Толмачева, 96 — Большой Ипелька, 97, 98 — кальдера и в. Опала, 99 — Мутносский, 100 — Асача, 101 — Мал. Ипелька, 102 — Ходутка, 103 — кальдера и в. Ксудач, 104 — Желтовский, 105 — хр. Явинский, 106 — вулканы хр. Детинка, 107 — вулканы гор Ходутка, 108 — вулканы Голыгинских гор, 109 — Ильинский, 110 — Паужетская вулканотектоническая депрессия, 111 — вулканотектонические образования северной части хребта Камбального, 112 — Кошелевский, 113 — Камбальный, 114 — Аланд, 115 — вулканы хр. Вернадского (Эбеко и др.), 116 — Ферсман, 117 — Чукурочки, 118 — вулканы хр. Карпинского (Татаринова, Ломоносова, Карпинского и др.), 119 — Пик Фусса, 120 — Ширинки, 121 — Макаруши, 122 — Авось, 123 — кальдера и в. Немо, 124 — г. Лысяя, 125 — Шестаков, 126 — кальдера Тао-Русь и в. Пик Креницына, 127 — безымянный (глубина — 132 м), 128 — Чиринкотан, 129 — безымянный (глубина — 162 м), 130 — вулканотектонические образования о-ва Макаруши (в. Северный и др.), 131 — Экрма, 132 — Синарка, 133 — Кунто-мидар, 134 — безымянный (глубина — 580 м), 135 — Радзак, 136 — вулканы о-ва Матуа (Сарычева и др.), 137 — вулканы о-ва Расшуа (Расшуа и др.), 138 — Ушршир, 139 — вулканы о-ва Кетой (Палласа и др.), 140 — кальдера Броутона и в. Уратман, 141 — Пик Прево, 142 — кальдера Заварицкого, 143 — Малая,

144 — Горящая сопка, 145 — Обручева, 146 — Вавилова, 147 — Броутона, 148, 149 — вулканы о-вов Черные Братья (Чирпой, Среднего, Сноу и др.), 150 — вулканотектонический хребет на дне пролива Буссоль, 151 — вулканы района г. Десантной, 152 — вулканы северного участка хр. Шокальского (Трехглавая, Ирина и др.), 153 — вулканы южного участка хр. Шокальского (Берга, Колокол и др.), 154 — вулканы хр. Петра Шмидта, 155 — Рудакова, 156 — вулканы хр. Криштофовича (г. Высокая, Струве, Шабалина и др.), 157 — Камуй, 158 — Демон, 159 — кальдера Медвежья, вулканы Медвежий, Кудрявый, 160 — кальдера Цирк, 161 — вулканотектонические образования перешейка Ветрового, 162 — Чирп, 163 — Богдана Хмельницкого, 164 — Баранского, 165 — г. Поворотная, 166 — вулканы хр. Грозного (Тевенькова, Иван Грозный, Ребуншар и др.), 167, 168 — вулканы хр. Богатырь (Буревестник, Стокан и др.), 169 — Атсонуру, 170 — кальдера и в. Львиная Пасть, 171 — Берутарубе, 172 — кальдера Урбич и др. вулканы р-на оз. Красного, 173 — вулканы группы Рурый (Рурый, Гляки и др.), 174 — Тятя, 175 — вулканы хр. Докучаева (Герасимова, Треугольник и др.), 176 — кальдера и в. Менделеева, 177 — кальдера и в. Голыгина, Хр. МПИ и др. — хребты Медвежий, Паласитан, Ируней и др.

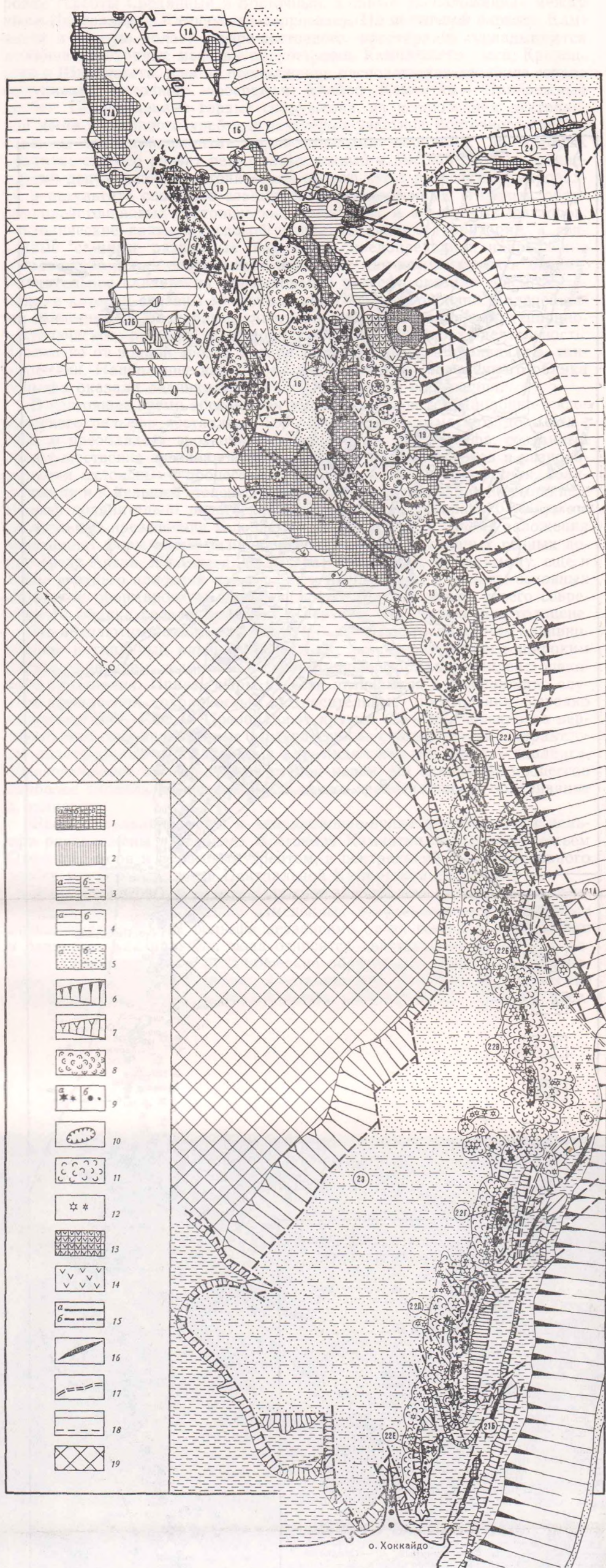


Рис. 2. Схема современной морфоструктуры Курило-Камчатской области и Командорских островов

1 — денудационно-тектонические горы горстовых и горст-антиклинальных поднятий: а — участки интенсивных дифференцированных поднятий, б — участки средних по интенсивности поднятий, в — участки медленных поднятий; 2 — останцовые денудационно-тектонические массивы Северной и Восточной Камчатки; 3 — цокольные равнины активизированных зон: а) — расположенные выше уровня моря, б) — ниже уровня моря; 4 — цокольные равнины стабилизированных участков: а) — расположенные выше уровня моря, б) — ниже уровня моря; 5 — аккумулятивные равнины современных впадин: а) — расположенные выше уровня моря, б) — ниже уровня моря; 6 — склоны глубоководных желобов (включая континентальный склон); 7 — континентальный склон и прочие подводные склоны; 8 — вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей; 9 — наземные четвертичные вулканы: а) — позднечетвертичные; б) — прочие; крупным значком показаны формы выше 1000 м, мелким — ниже 1000 м; 10 — кальдеры и вулканотектонические депрессии; 11 — подводные вулканические горы и равнины; 12 — подводные вулканы, крупным значком показаны формы выше 1000 м, мелким — ниже 1000 м; 13 — аккумулятивно-тектонические поднятия, характеризующиеся большими скоростями тектонических движений; 14 — аккумулятивно-тектонические поднятия, характеризующиеся малыми скоростями тектонических движений; 15 — крупнейшие разломы: а) — установленные, б) — предполагаемые; 16 — оси подводных хребтов; 17 — оси подводных впадин; 18 — ложе океана; 19 — прочие морфоструктуры. Арабскими цифрами на схеме обозначены: 1—5 — горстовые и горст-антиклинальные хребты восточного побережья Камчатки (1А и 1Б — поднятия о. Карагинского и п-ова Озерного, 2 — п-ова Камчатского мыса, 3 — Кроноцкого п-ова, 4 — п-ова Шипунского, 5 — Юго-Восточной Камчатки); 6—8 — горстовые и горст-антиклинальные поднятия системы Восточного хребта; (6 — хр. Кумрок, 7 — хр. Валагинского, 8 — хр. Ганальского); 9 — Малкинский свод; 10, 11 — аккумулятивно-тектонические поднятия хр. Тумрок и северной части хр. Ганальского; 12—15 — вулканические горы и равнины современных грабен-синклиналей (12 — Восточной Камчатки, 13 — Южной Камчатки, 14 — Центральной Камчатской депрессии, 15 — Срединного хребта); 16 — Центральная Камчатская депрессия; 17 и 20 — низкорельефные денудационно-тектонические массивы (17А и Б — Тигильско-Паланская система поднятий, 20 — Хавывенская возвышенность); 18, 19 — цокольные равнины (18 — Западной Камчатки, 19 — Восточной Камчатки); 20 — геосинклинальное поднятие внешнего хребта Курильской островной гряды (21А — северная часть, 21Б — южная часть); 22 — аккумулятивно-тектоническое поднятие внутреннего хребта (22А — Парамуширский блок, 22Б — Онекотанский блок, 22В — Симуширский блок, 22Г — Урупский блок, 22Д — Итурупский блок, 22Е — Кунаширский блок); 24 — Командорский блок Алеутской островной дуги

ставлены стратовулканы, щитовые вулканы, лавовые и шлаковые конусы, экструзивные куполы, кальдеры, маары, лавовые равнины и т. д. Возраст рельефа вулканических образований и возраст вулканических продуктов, которыми они сложены, один и тот же. Вулканические образования данного типа чаще сосредоточены в центральных частях вулканических районов, совпадая с наиболее прогнутыми участками.

К денудационно-вулканическому типу отнесены выраженные в рельефе вулканические образования, средне и сильно переработанные денудационными агентами. Для них характерно сочетание элементов первичного вулканического рельефа и форм, созданных как эндогенными, так и экзогенными процессами. Составляющие денудационно-вулканический тип вулканические образования столь же разнообразны, как и входящие в вулканический тип, однако их возраст значительно более древний (средне- и раннеплейстоценовый). Сюда относятся в различной степени разрушенные стратовулканы, щитовые и щитообразные вулканы, шлаковые и лавовые конусы, туфо-игнимбритовые покровы, экструзивные куполы, лавовые плато и т. д.

Для денудационно-вулканических форм интересно несовпадение возраста их рельефа и возраста слагающих пород. Причем у менее разрушенных вулканических форм это несовпадение частичное, у сильно разрушенных полное. Например, у относительно слабо разрушенных ранне- и среднеплейстоценовых крупных щитовых вулканов ранне- и среднеплейстоценовый возраст (и то в значительной мере условно) будут иметь только сохранившиеся участки первичных склонов в нижней части конуса. Эрозионно-денудационный, экзарационный, нивальный рельеф средней и верхней частей конуса вулкана более молодой — верхнеплейстоценовый и голоценовый. Сильно разрушенные стратовулканы этого возраста обычно лишены сколько-нибудь значительных участков первичных склонов, поэтому их рельеф моложе, чем слагающие данные постройки вулканогенные породы. Вулканические образования, составляющие денудационно-вулканический тип, располагаются, как правило, по периферии вулканических районов, поднятой четвертичными тектоническими движениями.

Вулканические районы в общем сходны друг с другом и по геологическому строению и по геоморфологии. Существующие между ними различия касаются главным образом относительной роли в рельефообразовании тех или иных вулканических построек, а также возраста последних.

На территории всех районов преобладают вулканогенные образования: слабо дислоцированные и недислоцированные вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи, имеющие верхнеплиоценовый-нижнеплейстоценовый возраст, а также породы современных вулканических построек плейстоценового и голоценового возраста. Они занимают более 60—70% общей площади вулканических районов. На остальной территории развиты верхнеплейстоценовые и голоценовые аккумулятивные равнины экзогенного происхождения. Наиболее распространены среди них флювиогляциальные, ледниковые, аллювиальные, пролювиальные и вулканогенно-пролювиальные. Реже встречаются эоловые, озерные, озерно-болотные и некоторые другие типы равнин.

Не отличаются районы и по характеру новейших тектонических движений: в пределах участков верхнеплейстоценового и голоценового вулканизма, приуроченных преимущественно к центральным частям вулканических районов, господствуют общие дифференцированные опускания, а на участках, где вулканическая деятельность закончилась (периферические части районов), доминируют восходящие тектонические движения. Последние происходят с меньшей скоростью, чем в обрамляющих вулканические районы горных хребтах и массивах, сложенных древними дислоцированными породами. Как нисходящие, так и восходящие

тектонические движения сопровождаются образованием большого количества разрывных нарушений. Многие разрывные нарушения имеют вулканогенно-тектоническую и сейсмотектоническую природу.

Для всех районов характерно четкое двухъярусное строение рельефа. К нижнему ярусу относятся вулканогенные и невулканогенные равнины и плато, к верхнему ярусу — положительные вулканические формы рельефа.

С вулканическими районами связаны наибольшие высоты п-ова Камчатки: Ключевская сопка достигает высоты 4750 м, вулканы Камень — 4585, Кроноцкий — 3528, Корякский — 3456, Ичинский — 3621 м и т. д. В отличие от участков денудационно-тектонического рельефа горный вулканический рельеф имеет главным образом аккумулятивное происхождение.

Очень часто на стыке районов денудационно-тектонического и вулканического рельефа имеются горные сооружения, образованные совместным действием тектонических поднятий и вулканической аккумуляции: основания сооружений сложены комплексом дислоцированных пород, а верхние части — вулканогенными толщами, сохранившими первичные углы наклона и являющимися фрагментами в разной степени разрушенных вулканических построек. Такого рода горные сооружения названы денудационно-вулканогенно-тектоническими или для краткости вулканогенно-тектоническими. В дальнейшем оба эти термина будут употребляться в тексте на равных основаниях.

Наиболее высокие вулканогенно-тектонические горы (северная часть Ганальского хребта, междуречье Левого и Средней Авачи, хр. Тумрок и др.) подверглись интенсивному воздействию верхнелейстоценовых ледников. Поэтому здесь преобладает типичный крутосклонный (10—90°) альпийский рельеф с прекрасно выраженными карами, троговыми долинами, острыми зубчатыми водоразделами и относительными превышениями до 1000—1200 м. В пределах слабее приподнятых участков, имеющих абсолютные отметки до 1000 м, господствует рельеф, характеризующийся отсутствием хорошо выраженных ледниковых форм, меньшими (до 600—700 м) относительными превышениями и более пологими (10—30°) задернованными склонами.

Весьма типичны для вулканогенно-тектонических гор структурные ступени и поверхности, образованные за счет избирательной эрозии. Это связано с тем, что вулканогенные толщи сложены неодинаковыми по стойкости к разрушению породами.

Равнинные территории приурочены к Центральной Камчатской депрессии, выполненной плиоцен-четвертичными осадками, и к Западно-Камчатской низменности, сложенной третичными породами, перекрытыми сверху четвертичными отложениями разной мощности (преимущественно небольшой — метры и первые десятки метров) и происхождения (ледниковые, флювиогляциальные, морские, озерно-болотные и т. д.).

Определяющую роль в формировании современного рельефа Камчатки сыграли эндогенные факторы — тектоника и вулканизм, которые создали все крупные формы рельефа полуострова. Новейшие структуры обычно прямо выражены в рельефе — это прежде всего горстовые хребты (Кумроц, Валагинский, Ганальский, Южно-Быстринский и др.), Малкинский свод, горные сооружения восточных полуостровов и о. Карагинского, сложенные дислоцированными породами различного возраста (от палеозоя до неогена). Разделяющие их межгорные депрессии и грабены выполнены мощными осадочными и вулканогенно-осадочными толщами плиоцен-четвертичного возраста. Экзогенные процессы везде по существу лишь моделировали рельеф, созданный новейшими движениями и вулканизмом. Из них ведущую роль играли флювиальные процессы, морская и ледниковая деятельность.

Курильские острова. В отличие от камчатского курильский отрезок Курило-Камчатского хребта на большей части своей длины образован двумя параллельными друг другу хребтами, разделенными ложбиной. Внешний по отношению к океану хребет состоит из двух частей — южной и северной. Южная часть протягивается от о. Хоккайдо до пролива Буссоль, северная — от южной оконечности Камчатки до пролива Крузенштерна. Между проливами Буссоль и Крузенштерна внешний хребет отсутствует. Вершинная часть внешнего хребта на самом юге поднимается выше уровня моря в виде о-вов Малой Курильской гряды. К северо-востоку от о. Шикотан вершина внешнего хребта везде опущена ниже уровня моря, а сам он выражен в рельефе в виде подводного хр. Витязя. Внутренний хребет является главным орографическим элементом рассматриваемой системы. Он представляет собой крупное линейное поднятие, протягивающееся от о. Хоккайдо до Камчатки. Вершинная часть хребта трассируется о-вами Большой Курильской гряды.

Рельеф подводных склонов внутреннего и внешнего хребтов очень сложен, а происхождение многих деталей его пока убедительно не объяснено. По данным имеющихся исследований (Удинцев, 1955; Затонский и др., 1961, и др.), о-ва Малой Курильской гряды и почти все о-ва Большой Курильской гряды окружены материковой отмелью, край которой располагается на глубинах 130—140 м. От края отмели начинаются крутые уступы, спускающиеся на западе до дна Южно-Охотской котловины, а на востоке — до глубоководного Курило-Камчатского желоба. В верхних частях уступов прослеживаются террасовидные площадки, несущие четкие следы абразионного выравнивания. Такие площадки прослежены до глубины 600—900 м. Террасовидные ступени отмечены и на больших глубинах. Однако их происхождение точно не установлено. Характерны для подводного рельефа поперечные к простираению хребтов понижения, занятые проливами. Дно наиболее глубоких проливов — Буссоль и Крузенштерна — опущено по отношению к вершинам ближайших к ним островов на 2000—3000 м. Эти проливы делят курильский отрезок Курило-Камчатского хребта на три неравных участка: северный (от о. Шумшу до о. Шикотан), центральный (от о. Матуа до о. Симушир) и южный (от о-вов Черные Братья до о. Кунашир). В пределах каждого из названных участков отдельные острова и группы островов также разделены поперечными понижениями — проливами, но их глубина обычно не превышает нескольких сот метров. Охотский склон внутреннего хребта осложнен насаженными на него многочисленными вулканическими сооружениями. Вершины наиболее крупных из них (Атсунупури и вулканы п-ова Чирип на о. Итуруп, пик Фусса на о. Парамушир и др.) поднимаются выше уровня моря. Большое количество вулканов располагается непосредственно на дне Южно-Охотской глубоководной впадины у подножия хребта. Многие из них достигают высоты 2—3 км, а вершины самых крупных построек образуют острова-вулканы (Алаид, Маканруши, Экарма, Броутона и др.).

Для наземного рельефа внешнего хребта (о-ва Малой Курильской гряды) в настоящее время свойствен типичный денудационно-тектонический рельеф на дислоцированных породах верхнемелового-палеогенового (?) возраста. Молодые вулканические формы рельефа отсутствуют. Из экзогенных рельефообразующих факторов наибольшее значение здесь имели деятельность моря и флювиальные процессы. Поэтому сейчас особенно характерными формами рельефа являются морские абразионные, абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы, а также густая сеть долин рек и ручьев. Морскими террасами заняты главные площади мелких островов Малой Курильской гряды (о-ва Танфильева, Анучина, Зеленый и др.). Практически каждый из этих островов образован «лестницей» морских террас, самые высокие из которых образуют плоские водоразделы. В связи с тем что названные острова

лишь недавно (самые древние из террас имеют позднеплейстоценовый возраст) поднялись выше уровня моря, формирование гидросети находится здесь лишь в зачаточной стадии. Морские террасы высотой до 80—90 м сплошной полосой окружают и побережье самого крупного острова Малой Курильской гряды — Шикотана. В его пределах имеются также и фрагменты более высоких террас. Однако последние сильно размыты. Поскольку о. Шикотан стал сушей еще в начале среднего плейстоцена, гидросеть здесь гораздо гуще, а сами долины рек и ручьев глубже, чем на других более мелких островах гряды.

Наземный рельеф внутреннего хребта намного сложнее. В настоящее время на островах имеются участки вулканического, денудационно-тектонического рельефа. В отличие от Малой Курильской гряды здесь исключительно большим распространением пользуются четвертичные вулканические формы рельефа: существенно лавовые и пирокластические стратовулканы, лавовые покровы, кальдеры, экструзивные куполы и т. д. Возраст выраженных в рельефе вулканов от среднеплейстоценового до современного. По данным Г. С. Горшкова (1967), насчитывается 39 действующих вулканов. Четвертичные вулканы покрывают более половины общей площади островов Большой Курильской гряды.

В связи с тем что, как и на Малой гряде, главными экзогенными рельефообразующими факторами были морская абразионно-аккумулятивная деятельность и флювиальные процессы, созданные ими формы рельефа пользуются практически повсеместным распространением. Причем высота морских террас в отдельных случаях (южная часть о-ва Парамушир) достигает 500 м. Так как высота островов Большой Курильской гряды значительно больше, чем Малой, заметным рельефообразующим фактором, особенно на северных островах (Парамушир, Онекотан), была ледниковая деятельность. Важным рельефообразующим фактором является также сейсмоструктура: крупные сейсмоструктурные обвалы и оползни имеются на большинстве островов.

Интересен вопрос о существовании на Курильских островах древней денудационной поверхности выравнивания. Долгое время считалось (Власов, 1959; Горячев, 1966), что высокие поверхности выравнивания пользуются на Курильских островах широким распространением. А. В. Горячев отмечал даже погружение высокой поверхности выравнивания по направлению к Центральным Курильским островам, связывая это с опусканием последних. Однако проведенные в более позднее время работы сотрудников СахКНИИ (В. Н. Шилов, В. И. Федорченко и др.) и Института вулканологии (И. В. Мелекесцев) показали, что денудационная поверхность выравнивания плиоценового возраста на Курильских островах отсутствует. За нее были приняты либо широко распространенные на островах четвертичные лавовые покровы, либо обычные высокие морские террасы. Это, в частности, хорошо показано на примере о. Парамушир (Шилов, Федорченко, 1966). В связи с этим представляется ошибочным вывод о погружении центрального звена Большой Курильской гряды, сделанный А. В. Горячевым (1966), тем более что на многих островах центрального звена имеются высокие морские террасы, указывающие на явное поднятие этой территории.

Командорские острова — Беринга и Медный — являются лишь вершинами крайней западной части крупного Алеутского хребта. Для большей части территории островов характерен горный денудационно-тектонический рельеф. Современные вулканические проявления отсутствуют. В пределах наиболее высоких частей обоих островов преобладает сильно расчлененный низкогорный, а местами даже среднегорный рельеф. В формировании этого рельефа наряду с эрозией и различного рода склоновыми процессами большое участие принимала и ледниковая деятельность верхнеплейстоценовых ледников. В пределах более низкой северо-западной части о. Беринга и на его побережье широко

представлены в разной степени разрушенные и поднятые абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы. Для о. Медного морские террасы почти не характерны.

СООТНОШЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ И МОРФОСТРУКТУРЫ

В структурном плане рассматриваемая территория включает Курильскую островную дугу, тектоническую систему Камчатки и западную часть Алеутской островной дуги (район Командорских островов). Здесь выделяется три типа тектонических систем (Эрлих, 1966): 1) островные дуги нормального типа (Курильская и Алеутская островные дуги); 2) тектонические системы типа раннего орогена (южная и центральная часть Камчатки); 3) тектонические системы типа зрелого орогена (север Камчатки и Корьякское нагорье).

Характеристика основных типов морфоструктур приведена в табл. 1. Вследствие большой скорости тектонических движений подавляющая масса структур находит прямое отражение в рельефе. Главным типом структур суши являются пояса горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Этими терминами обозначаются линейные поднятия и прогибы, сочетающие элементы пологого антиклинального (или, напротив, синклинального) изгибания и движений по разломам. Ширина обоих типов структур имеет один порядок, хотя размеры их варьируют в разных типах тектонических систем. Существенно осложняют структуру проявления позднеоген-четвертичного вулканизма. В результате перекомпенсированного по отношению к прогибанию накопления вулканогенных пород создаются аккумулятивные вулканические хребты. Концентрация проявлений вулканизма в грабен-синклиналях приводит к тому, что здесь, в тектонически опущенных зонах, создаются аккумулятивные хребты, т. е. структура и морфоструктура имеют обратное соотношение. При вовлечении в поднятие зон верхнеоген-нижнечетвертичного вулканизма создаются зоны аккумулятивно-тектонических поднятий, вершинные части которых созданы вулканической аккумуляцией, а основания сложены дислоцированными породами фундамента.

Ниже приводится характеристика структур и морфоструктур основных выделяемых районов. Размещение морфоструктур в плане показано на рис. 2.

Тектоническая система островных дуг нормального типа

В рассматриваемой области к структурам этого типа относятся Курильская островная дуга и западная часть Алеутской островной дуги (район Командорских островов).

Курильская островная дуга представляет собой классический пример так называемых двойных дуг. Геотектоническая система ее состоит из глубоководного желоба, геоантиклинали внешней невулканической дуги (Малая Курильская гряда и подводный хр. Витязя), геоантиклинали внутренней вулканической дуги (Большая Курильская гряда) и тылового прогиба (Южно-Охотская глубоководная котловина). Вопросы структуры и вулканизма этой дуги с большой детальностью изложены в работах Г. С. Горшкова (1967), Е. К. Мархинина (1967) и М. С. Маркова, И. А. Соловьевой, В. П. Аверьяновой, И. П. Карташова и А. С. Шуваева (1967). Поэтому ограничимся лишь краткой их характеристикой.

Для геологического строения геоантиклинали внешней дуги, судя по единственному доступному наблюдению участку — островам Малой Курильской гряды, типично то, что она сложена породами верхнего мелапалеогена (?). Отложения более молодого возраста здесь отсутствуют. Однородность геофизических характеристик убедительно свидетельствует



Таблица 1

Типы морфоструктур Курило-Камчатской области и их соотношение с характером тектонических движений и вулканизмом

Тип и интенсивность преобладающих эндогенных процессов		Тип структуры		Тип движений и соотношение с аккумуляцией	Тип морфоструктуры	Соотношение структуры и морфоструктуры	Пример морфоструктур
Быстрое тектоническое опускание		Океанические желоба — аналоги передовых прогибов		Некомпенсированное опускание	Аккумулятивные равнины современных впадин	Прямое	Курило-Камчатский и Алеутский желоба
		Впадины окраинных морей — аналоги тыловых прогибов					Южно-Охотская глубоководная котловина, Берингоморская глубоководная котловина
		Грабены					Грабен р. Быстрой, грабен верховий р. Камчатки, грабены р. Паратунки
Мощный вулканизм		Центральные части (современные грабен-синклинали)	Грабенсинклинали	Перекompенсация за счет эндогенной аккумуляции	Вулканические нагорья современных грабен-синклиналей	Обратное	Вулканические районы Восточной и Южной Камчатки, Срединного хребта
	Быстрое тектоническое поднятие	Периферические части (участки грабен-синклиналей, вытянутые в поднятие)		Прекратившееся опускание, сменившееся во второй половине четвертичного периода поднятием и денудацией	Денудационно-вулканогенно-тектонические хребты и массивы	На заключительной стадии развития прямое	Хребт Железнодорожный, бассейн р. Верхний Стан
		Аккумулятивно-тектонические поднятия		Поднятия и денудация со второй половины четвертичного периода, сменившие прогибание и вулканизм предшествовавших стадий			Хребты Тумрок, Козыревско-Быстринский, блоки островов Большой Курильской гряды
		Горсты и горст-антиклинали на дислоцированных мезокайнозойских отложениях		Дифференцированные тектонические поднятия, интенсивная денудация	Денудационно-тектонические горы горстовых и горст-антиклинальных поднятий	Прямое	Хребты Кумрок, Валагинский, часть Ганальского
Относительно стабильный тектонический режим		Сводовые поднятия		Медленные слабо дифференцированные тектонические поднятия, денудация	Денудационно-тектонические горы сводовых поднятий	Прямое	Малкинский свод

	Отпрепарированные складки основания	Медленно поднятие или стабильный режим, слабая денудация	Денудационные горы и холмы складок оснований	Прямое	Тигильско-Паланская система поднятий	
	Синеклиза молодой платформы	Колебательные движения, чередование аккумуляции и денудации	Абразионная цокольная предгорная равнина на суше	Абразионно-аккумулятивная подводная равнина на шельфе	Сложное	Западно-Камчатская равнина и шельф Охотского моря
	Развивающаяся синеклиза	Медленное некомпенсированное опускание, аккумуляция	Подводная аккумулятивная равнина	Прямое	Котловина дна Охотского моря	
Дизъюнктивные движения	Зона дислокаций на обрамлении океанических желобов	Горизонтальные и вертикальные смещения по разломам	Склоны желоба	Прямое	Дислокации на склонах Курило-Камчатского и Алеутского желобов	
	Континентальный склон		Континентальный склон Охотского и Берингова морей			
	Разломы обрамления вулканотектонических депрессий		Тектонические уступы	Сбросовые уступы кальдер Узон, Опала и др.		
	Тектонические нарушения в породах верхних горизонтов чехла			Выраженные в рельефе тектонические уступы и трещины		

об относительной однородности геологического строения структуры по простиранию. Геоантиклиналь характеризуется наличием мощной коры континентального типа, повышенными значениями ΔT и аномалией силы тяжести в редукции Буге (Косминская и др., 1963; Волков и др., 1964).

Внутренняя, Большая Курильская гряда начиная с олигоцена испытывала постоянное погружение, прерываемое кратковременными импульсами поднятия. Общая мощность накопившихся к началу четвертичного времени отложений составляет около 8000 м. Подавляющая часть накопившихся отложений представлена лавами и вулканокластическими породами, связанными с центрами извержений, локализовавшимися в этой же структурной зоне. В результате перекомпенсированного накопления вулканических пород и был образован хребет, составляющий основу Большой Курильской гряды. Зона Большой Курильской гряды характеризуется пониженным значением мощности коры, меньшими сравнительно с внешней дугой значениями градиентов аномалий магнитного и гравитационного полей (Косминская и др., 1963; Волков, Лифшиц и др., 1964).

Геоантиклиналь внутренней дуги разбита разрывными тектоническими нарушениями на структуры второго порядка — тектонические поднятия (острова и блоки островов) и грабены и грабенообразные понижения (главным образом проливы между островами). Они чередуются между собой, располагаясь под косым углом к общему простиранию структуры. Характерны также четко выраженные грабены северо-западного, поперечного к дуге простирания. Суммарная амплитуда движений по разломам достигает, по-видимому, 2500—3000 м. Значения амплитуд оценены по разности между высотой кровли дислоцированных дочетвертичных толщ в поднятых блоках на островах и ее предполагаемом уровне на дне проливов, являющихся морфологическим выражением участков опускания.

Вулканы явно тяготеют к тем участкам Большой Курильской гряды, фундамент которых относительно опущен. Характерным показателем этого может быть соотношение площадей, занятых подводными и надводными вулканами. Если первые, согласно замерам по карте Л. К. Затонского, В. Ф. Канаева, Г. Б. Удинцева (1961), занимают площадь около 55 000 км², то площадь молодых вулканогенных образований на островах Большой Курильской гряды не превышает 5250 км². В пределах же островов вулканы также по большей части приурочены к участкам относительно понижений кровли третичного фундамента.

Большая дуга сочленяется со структурами геоантиклинали внешней дуги по разлому. На сочленении их местами развит узкий (около 15—40 км) прогиб, в котором происходит накопление осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

С запада к Большой Курильской гряде примыкает тыловой прогиб, четко выраженный в рельефе в виде Курильской котловины Охотского моря. Осадконакопление здесь происходит некомпенсированно, что фиксируется по резкому уменьшению абсолютных отметок дна котловины сравнительно со средней глубиной Охотского моря. По данным сейсмозондирования, мощность земной коры в пределах этой структуры сильно уменьшается.

Пояс четвертичных вулканов располагается вдоль Большой Курильской гряды и имеет четко унаследованный характер, поскольку вулканизм здесь развивается практически непрерывно начиная с миоцена. Зона активна и в настоящее время здесь располагается 39 действующих вулканических аппаратов.

Обращаясь к вопросам зональности тектонических и вулканических явлений в пределах Курильской дуги, отметим прежде всего, что близкий к структуре одиночной дуги участок, соответствующий Центральной

группе островов Большой Курильской гряды, к северу и югу сменяется типичной структурой двойных дуг на участке Северной и Южной группы о-вов. Это находит отражение как в различной степени интенсивности поднятия разных частей структуры, так и в изменении в соответствии с этим характера вулканизма.

Так, в районе центральной группы островов внешняя дуга морфологически совершенно не выражена и соответствующий ей по гипсометрическому уровню участок отвечает общему уровню отметок континентального склона. Горстовые поднятия третичного фундамента на островах центральной группы пока достоверно не установлены.

Наоборот, в пределах северного и южного звеньев фундамент, сложенный дислоцированными толщами, относительно высоко приподнят (до 900—950 м на о. Парамушире, до 550—600 м на о-вах Кунашире и Урупe и т. д.). Вдоль них расположены и участки внешнего хребта, выраженные в виде о-вов Малой Курильской гряды и подводного хр. Витязя.

Соответственно с изменением амплитуды поднятия изменяется и мощность земной коры. Если в пределах северной и южной групп островов мощность коры достигает 25—30 км, то на центральном участке она резко уменьшается (до 13—15 км) и кору здесь можно характеризовать как кору переходного субокеанического типа.

Наконец, отметим различие простираний отдельных частей системы Курильской дуги. Южная и центральная части дуги вытянуты в направлении на северо-восток 45° , а отдельные группы вулканов здесь ориентированы по азимуту северо-северо-восток 25° . Северная же группа островов образует ряды структур северо-северо-восточного 25° простираания. Они наложены на меридиональные блоки шельфа, продолжающие направление структур Южной и Центральной Камчатки. Оба различно ориентированных участка разбиты системой сбросов и сбрососдвигов северо-западного и широтного простираания. В результате и создается сложная конфигурация блоковой системы дуги по простираанию. При этом простираание желоба изменяется вдоль дуги очень плавно, что и придает дугообразный облик системе в целом.

Такая ориентировка позволяет сделать вывод о том, что система Курильской дуги развивалась не как однородная структурная система, а образовалась в результате параллельного развития двух самостоятельных систем. Первая из них, включающая Южную группу островов, развивалась в тесной связи со структурами Японии. Вторая, северная, группа связана с развитием структур Камчатки. Центральная группа островов, по-видимому, представляет результат более поздних этапов развития второй из этих двух систем.

Западная часть Алеутской островной дуги (район Командорских островов) находится к востоку от одного из выступов Восточного побережья Камчатки — п-ова Камчатского мыса. Здесь располагается узкое линейное поднятие — подводный хребет, смыкающийся на востоке с поднятием Алеутской островной гряды.

В рассматриваемом районе хребет представляет собой клинообразную (в плане) шельфовую плиту с плоской поверхностью, опущенную на глубину 50—200 м ниже уровня моря. С севера плита оборвана мощным (около 4000 м) уступом. Он отражает в рельефе разлом, ограничивающий плиту от краевой впадины Берингова моря. С юга и юго-запада плита оборвана другим уступом подводного рельефа высотой более 600 м. Он отражает систему разломных зон, отграничивающих плиту от западной оконечности Алеутского глубоководного желоба. Глубина желоба в этом районе достигает 7000 м.

На поверхности шельфовой плиты расположены два кулисообразно смещенных поднятых блока. Морфологически они выражены о-вами Беринга и Медный. Блок о. Беринга расположен в непосредственной близости от юго-западного края шельфовой плиты, близ уступа глубоковод-

ного желоба. Напротив, блок о. Медный протягивается вдоль северного (северо-восточного) края плиты, вдоль подводного уступа, ограничивающего ее от котловины Берингова моря. На большей части территории островов дислоцированные дочетвертичные отложения подняты на высоту 100—500 (до 700 м). Вдоль побережья тянется узкая (200—800 м) абразионная береговая отмель глубиной 0—5 м. Далее следуют уступы подводного рельефа, следующие контуру островов. Уступы эти, по всей видимости, совпадают с разломными зонами. Такие уступы к югу от о. Беринга и к северу от о. Медного сливаются с уступами ограничения шельфовой плиты.

Уровень средних значений поля силы тяжести в пределах обоих островов, по данным измерений М. И. Зубина и Э. Н. Эрлиха, резко различен. Остров Беринга характеризуется в целом резко повышенными значениями поля в редукции Буге. Это позволяет проводить аналогию между его глубинной структурой и поднятиями внешних геоантиклинальных поясов островных дуг (типа Малой Курильской гряды — хр. Витязя на Курильской островной дуге). Детали структуры обоих островов будут рассмотрены в последующих разделах. Отметим лишь ряд характерных черт их геологического строения:

1. Развитие на обоих островах однотипных мощных осадочно-вулканогенных толщ палеогенового и нижнемiocенового возраста.

2. Различный характер дислокации этих толщ на обоих островах: основу структуры острова Беринга образует крупная синклиальная складка типа пологой мульды, в то время как структуры о. Медного образует крупная коробчатая антиклиналь.

3. Наличие продольной асимметрии блоков обоих островов, выраженной в равной мере в поднятии глубинных границ, воздымании осей складок и увеличении высоты современного рельефа. При этом воздымание структурных границ на обоих островах происходит в противоположном направлении: с северо-запада на юго-восток на о. Беринга и с юго-востока на северо-запад на о. Медный.

4. Локализацию центров палеогенового вулканизма, интрузий гранодиоритов и кислых экстррузий этого времени исключительно вдоль северного берега о. Медный, т. е. вдоль внутренней границы островной дуги.

5. Отсутствие современного вулканизма. Наиболее молодые проявления вулканизма относятся к верхнеплиоцен-нижнечетвертичному (базальт-андезитовые плато северной части о. Беринга) и предположительно среднечетвертичному времени (андезитовые экстррузии и лавы юга о. Медный). В обоих случаях они приурочены к области пониженных значений поля силы тяжести в наиболее опущенных частях блоков.

6. Высокую сейсмичность района, связанную с сейсмофокальной зоной, наклоненной от желоба под островную дугу. Характерно, однако, что максимальная глубина землетрясений в районе Командорских островов резко уменьшается, сравнительно с восточной частью Алеутской дуги и не превышает 60—70 км. Большая часть землетрясений приурочена к подводному уступу между о. Беринга и осью глубоководного желоба.

Подводный хребет западного окончания Алеутской гряды отделен от Камчатки узкой впадиной глубиной до 4400 м, продолжающей Курило-Камчатский глубоководный желоб. В то же время, как мы увидим ниже, влияние движений Алеутской островной дуги сказывается на территории Камчатки в виде поперечной зоны поднятий, разграничивающей различные по современной тектонической активности зоны полуострова.

Тектоническая система Камчатки

Современная морфоструктура полуострова характеризуется эшелонированным чередованием горст-антиклинальных поясов и грабен-синклинальных зон, контролирующих положение вулканических поясов

(Эрлих, 1965, 1966). Геологическая основа, на которой развиваются оба типа структур, разнородна. Четвертичные горст-антиклинальные зоны образуются за счет консолидации разнородных по геологической природе структур. Здесь можно выделить: а) участок так называемого Срединного массива метаморфид южной части Срединного хребта, который, по представлениям некоторых авторов (Власов, 1958а), является реликтом платформенной структуры; б) системы типа горст-антиклиналей, претерпевшие обычный для внешних дуг тип эволюции и выступающие в качестве устойчивых поднятий начиная по крайней мере с миоцена (возможно, с олигоцена — Ганальский, Валагинский хребты и др.; в) участки бывшего вулканического пояса внутренней дуги неогенового времени, где вулканизм прекратился, и, начиная со среднечетвертичного времени, они выступают как устойчивые зоны чисто тектонического поднятия (хр. Тумрок и др.). Два первых типа структур выражены в рельефе как горные хребты, современный рельеф которых создан совместным действием тектоники и экзогенных процессов (эрозии, оледенения и др.). В формировании рельефа третьей группы структур наряду с тектоникой в начальные этапы новейшего периода существенную роль сыграл и вулканизм. Современные горст-антиклинальные поднятия этого типа представляют собой вулканогенно-тектонические хребты с рельефом, трансформированным экзогенными ледниково-эрозионными процессами.

Грабен-синклинали обычно наследуют положение бывшего вулканического пояса внутренней дуги. Лишь частично они накладываются на участки смежных с ними структур — тылового прогиба (западный участок грабен-синклинали Срединного хребта, где располагается значительная часть одноименного вулканического пояса), Восточно-Камчатского неогенового прогиба и геоантиклиналей внешней дуги (грабен-синклиналь Восточной Камчатки) или прогибы между внутренней и внешней дугой (Ключевская группа вулканов).

В пределах грабен-синклиналей располагается подавляющая часть четвертичных вулканов. Можно прямо говорить о том, что эти структуры контролируют положение четвертичных вулканических поясов Камчатки (Эрлих, 1965). В их пределах сформирован вулканогенный аккумулятивный рельеф (вулканические нагорья), лишь изменяемый экзогенными денудационными процессами.

В то же время на отдельных участках грабен-синклиналей (южная часть центральной Камчатской депрессии), где растяжение не захватывает глубоких подкоровых горизонтов, вулканизм отсутствует. В этих случаях в структурах происходит образование аккумулятивных равнин, созданных флювиальными и ледниковыми процессами.

Западное побережье Камчатки занимает абразионная равнина, сформировавшаяся на месте мощного тылового прогиба неогенового времени.

Структура Камчатки имеет все основные черты, присущие ранней фазе орогенического развития. Средний гипсометрический уровень вершин поднятых блоков дочетвертичных отложений на Камчатке составляет 1200—1500 м, достигая 1900—2000 м. В грабенах и грабен-синклиналих широко развиты мощные (сотни метров) толщи четвертичных отложений, обычных для межгорных впадин. По новейшим геофизическим данным, глубинное строение полуострова характеризуется мощной (35—40 км) корой континентального типа с развитым гранитным слоем.

При рассмотрении зональности основных структурных элементов Камчатки следует иметь в виду, что благодаря серии крупных поперечных (северо-западного простирания) разломов складчатая система разделяется на несколько неравномерно развивающихся блоков. Так возникает поперечная тектоническая зональность. С юга на север можно выделить три блока, различающихся по типу развитой в них поперечной зональности в распределении структурных элементов. Это Южно-, Центрально- и Северо-Камчатский Олюторский блоки. Границы между

блоками выражены зонами глубинных разломов, которые четко проявляются в виде поперечных по отношению к общей структуре полуострова зон высоких градиентов силы тяжести, интенсивности магнитных аномалий, резком поперечном смещении границ отдельных структурно-фациальных зон и в изменении типа поперечной зональности в распределении структур. Разломы такого типа рассматривались А. Н. Заварицким (1955), Л. А. Ривошем (1963а, б), В. И. Тихоновым (1963), В. К. Ротманом (1963) и Э. Н. Эрлихом (1965).

Южно-Камчатский блок имеет общую протяженность 250 км. По простираению он сопрягается со структурами северной оконечности Курильской островной дуги. Границей между ними служит не географическое южное окончание Камчатки, а крупная зона глубинного разлома северо-западного простираения, протягивающаяся примерно в 50 км к северу от м. Лопатки. Она обрывает северную оконечность Южно-Охотской впадины, а на полуострове контролирует положение Камбально-Кошелевского ряда вулканов. Вплоть до этой линии структуры Курильской дуги протягиваются без всякого изменения. Однако к северу от нее картина распределения структурных зон существенно меняется.

В глубинном строении Южной Камчатки отмечается резкое усложнение зональности, присущей островным дугам нормального типа. Глубинная структура характеризуется наличием двух прогибов земной коры. Первый из них располагается между желобом и шельфом восточного побережья. Ширина его 150 км, мощность земной коры в его пределах достигает 30 км. Второй прогиб начинается близ восточного побережья южной части полуострова и простирается вплоть до его западного побережья. Мощность земной коры в пределах этого прогиба до 32 км. Оба прогиба разделены узкой (30 км) зоной линейного поднятия поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры в пределах поднятия составляет 18—25 км. Образование не одного, а двух параллельных прогибов земной коры связано, по-видимому, с общим перемещением фронта тектонической системы Камчатки на восток, в сторону океана.

Морфоструктура Южно-Камчатского блока также усложнена сравнительно с островными дугами нормального типа. В узкой зоне вдоль Восточного побережья формируется горст-антиклиналь Берегового хребта. Она представлена серией блоков, в которых дислоцированные отложения олигоцена — нижнего миоцена подняты на высоту 400—800 м. Горст-антиклиналь характеризуется высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге и соответствует линейной зоне поднятия, разделяющей описанные прогибы земной коры. Вдоль западной границы поднятия протягивается полоса выходов пород плиоцен-нижнечетвертичного лавового комплекса, имеющая ширину 10—12 км. Максимальная высота рельефа в поле лавовых покровов этой полосы соответствует абсолютным отметкам водоразделов, образованных олигоцен-нижнеплиоценовыми толщами горст-антиклинали Берегового хребта. С запада к системе поднятий зоны Восточного побережья примыкает грабен-синклиналь Южной Камчатки. Обе структуры разграничены линейной зоной высоких градиентов силы тяжести, фиксирующей положение флексурного уступа земной коры. Уступ этот имеет северо-восточное простираение и смещен серией небольших сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения 5—8 км. На поверхности он лишь изредка проявляется в небольших по амплитуде сбросовых зонах.

Грабен-синклиналь представляет собой линейный прогиб, в пределах которого породы доразвиточного возраста погружены ниже уровня эрозийного вреза, т. е. по крайней мере ниже +100—+200 м. Поле силы тяжести характеризуется общим фоном нейтральных и слабо положительных значений. Прогиб имеет ширину 40—60 км. К нему приурочен пояс средне-верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов.

С запада грабен-синклиналь ограничена системой поднятий, образованных неоген-нижнечетвертичными лавовыми комплексами. Это меридионально-вытянутые блоки гор Голыгинских и Детинка. Дочетвертичные отложения подняты здесь на высоту до 600—800 м. Горстовые блоки граничат с грабен-синклиналью по меридиональным разломам, которые одинаково четко выражены как в поле силы тяжести, так и в крупноамплитудных сбросовых уступах, хорошо выраженных в рельефе. Вдоль этой системы разломов, имеющих общее меридиональное простираание, происходит опускание лавовых толщ, причем общая величина их перемещения (т. е. с учетом поднятия западного борта и опускания восточного) составляет более 1500 м.

Зона Западного побережья представляет собой абразионную равнину, сформировавшуюся на месте отмершего Западно-Камчатского тылового прогиба. Абсолютные отметки рельефа составляют здесь +100—+300 м. Эта структура состоит из однородных гравитационных и магнитных полей, обычных для платформенных областей. Магнитное поле безаномальное, слабоотрицательное. Гравитационное поле имеет мозаичную структуру, характеризуясь развитием локальных положительных аномалий небольшой интенсивности. Поле такого типа в платформенных областях обычно связывается с интрузивными массивами, залегающими внутри фундамента, или с мелкими складками основания.

Южно-Охотская тыловая глубоководная впадина, протягивающаяся вдоль всей Курильской дуги, замыкается у северо-западного разлома, проходящего по южной границе Южно-Камчатского блока, т. е. на продолжении ряда вулканов Камбальный — Кошелевский. Однако, по данным В. М. Шамараева, магнитные поля высокой интенсивности, характерные для северо-западного борта Южно-Охотской впадины, продолжаются и после ее замыкания, вторгаясь в пределы Западного побережья Камчатки в виде линейной полосы общего простираания северо-восток 45°. Серия кулисообразно расположенных трещин и разломов того же направления дешифрируется и к северу от этой полосы, вплоть до устья р. Быстрой. Здесь разломы этого простираания образуют систему сдвигов, пересекающих южную часть Срединного массива и Центральной Камчатской депрессии.

Центрально-Камчатский блок. Граница между Южно- и Центрально-Камчатским блоками выражена серией разломов северо-западного и широтного простираания, пересекающих почти весь полуостров. По ним отмечается резкое поднятие дочетвертичных отложений до общего уровня 1200—1500 м. Полоса поднятий обрывает разнородные структурные зоны Южно-Камчатского блока и вытянута в общем северо-западном направлении.

Структура Центрально-Камчатского блока определяется сочетанием двух характерных элементов: 1) жесткого блока общей Z-образной формы, представляющего собой консолидированный массив коры, вовлеченный в структуру подвижного пояса неогенового времени; 2) эшелонированной системы структурных зон северо-восточного простираания, связанных с подвижным поясом и преобразованных в ходе общей перестройки структуры в плиоцен-четвертичное время.

Первый из структурных элементов — жесткий блок консолидированной коры — образует меридионально-вытянутую полосу, захватывающую Срединный массив Камчатки, прилегающую к нему зону верхнелавовых кремнисто-вулканогенных пород, Ганальский хребет и поднятие северо-западного простираания, примыкающее с юга к этим структурам. На восточном побережье выход этой структуры приурочен к участку между п-овом Шипунским на севере и бухтой Ахотен на юге. В существующих схемах тектонического районирования Камчатки блок не выделяется как единая структура, учитывая различие истории развития отдельных его частей в неогеновое время. Однако представляется

важным подчеркнуть единую природу этой структуры в преднеогеновое время, единство, предопределяющее специфику его развития и в последующую эпоху.

Единство структуры подчеркивается двумя моментами. Прежде всего это полоса развития метаморфических толщ. Выходы их занимают почти всю южную часть Срединного хребта, где они образуют Срединный массив Камчатки, значительную часть Ганальского хребта (Ганальский выступ), наиболее восточные выходы полосы метаморфид отмечены в последние годы на Петровской сопке в г. Петропавловске-Камчатском. Далее — метаморфические толщи, примыкающие к ним кремнисто-вулканогенные толщи мела и блоки олигоцен-нижнемиоценовых отложений в пределах этой структуры прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов. При взгляде на любую геологическую карту Камчатки отчетливо видно, что крупные массивы гранитоидов и в южной и центральной части полуострова полностью локализованы в пределах выделяемых границ блока. Блок в плане имеет конфигурацию, напоминающую по форме букву Z (Z-структура). Северным его ограничением служит глубинный разлом северо-западного простираения, описанный В. К. Ротманом (1963).

В современном виде структура Центрально-Камчатского блока характеризуется наличием серии эшелонированно расположенных линейных поясов поднятий (горст-антиклиналей), разделенных зонами относительно опускания (грабен-синклиналями).

На востоке расположена зона горст-антиклинальных поднятий полуостровов Восточного побережья Камчатки. Это п-ова Шипунский, Кроноцкий и Камчатского мыса. Они образованы дислоцированными толщами верхнего мела, к которым с запада примыкают блоки, сложенные неогеновыми вулканогенными и осадочными толщами. При общей вытянутости оси зоны в направлении на северо-восток отдельные блоки поднятий имеют четкую северо-западную ориентировку. Полуострова Восточного побережья продолжают в виде подводных хребтов в шельфовой зоне. При этом характерно, что северо-западная ориентировка блоков полуостровов сменяется меридиональной в их подводных продолжениях. Отдельные меридиональные подводные хребты по касательной смыкаются с краем глубоководного желоба. Западная граница зоны поднятий полуостровов восточного побережья выражена зоной высоких градиентов поля силы тяжести, отражающих резкое погружение глубинных границ раздела. С этой зоной совпадает тыловая граница поля распространения мелкофокусных землетрясений, связанных с сейсмофокальной зоной.

Вторая линейная система поднятий — горст-антиклиналь Восточного хребта — в основном наследует положение геоантиклинали внешней дуги неогенового времени. Однако на юге (в районе Ганальского хребта) она захватывает часть жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки, в центральной части — отмерший участок вулканического пояса (в хр. Тумрок) плиоцен-нижнечетвертичного времени и в различных участках — консолидированные блоки окраинных частей Восточно-Камчатского неогенового прогиба. На этом субстрате развивается единая линейная система поднятий шириной около 25 км. Высота современного тектонического рельефа составляет в среднем 1300—1500 м. Она состоит из четырех блоков характерной сигмоидальной формы. Это (с юга на север) хребты Ганальский, Валагинский, Тумрок и Кумрок. Поднятия эти сформировались на разной основе. Поднятия Валагинского и большей части Ганальского хребтов образованы на дислоцированных отложениях. Соответственно они представляют собой денудационно-тектонические хребты. В то же время хр. Тумрок и северная часть Ганальского хребта сформировались в результате вовлечения в поднятие отмерших участков верхнеоген-нижнечетвертичного вулкани-

ческого пояса. Верхние ярусы рельефа этих хребтов представляют собой реликты аккумулятивных вулканических построек соответствующего времени. Учитывая роль аккумуляции в формировании хребтов второго типа, можно говорить о резком различии амплитуды поднятия в новейшее время в обоих типах хребтов.

Границей между отдельными сигмоидальными блоками являются узкие (3—5 км) зоны четвертичных грабенов: грабены р. Ковычи между Ганальским и Валагинским хребтами и р. Правой Щапиной между Валагинским хребтом и Тумроком, грабен в районе верховий р. Большой Хапицы (у г. Успенской) между Тумроком и Кумрочем. В южной части этой системы поднятий (в районе рек Быстрой и Плотниковой), в центральной ее части (бассейн рекевой Щапиной, Чажмы и Адриановки) и в северной части (у северного окончания хр. Кумроч) поднятые блоки рассечены системой сдвигов. Они имеют простирание северо-восток 45° , соответствующее простиранию сдвиговых зон на Южной Камчатке. В поле силы тяжести поднятия Восточного хребта выражены зонами положительных аномалий, интенсивность которых, однако, ниже, чем в геосинклинальном поясе полуостровов Восточного побережья.

Третий линейный пояс поднятий — Козыревско-Быстринская система сводов — формируется в восточной части отмершей Центрально-Камчатской вулканической зоны. Он образован вулканическими толщами миоцен-плиоценового времени и частично — нижнечетвертичными вулканическими плато. В пределах свода выделяется система блоков, сходных по конфигурации с отдельными блоками Восточного хребта. Эта структура также расчленена системой сдвигов с ориентировкой северо-восток 45° , секущих структуру под острым углом. Отдельные зоны такого типа отчетливо прослеживаются геологически. Общий уровень абсолютных отметок рассматриваемой системы поднятий — 1200—1500 м, т. е. такой же, как и в горст-антиклинали Восточного хребта. Однако амплитуда поднятия за четвертичное время здесь меньше, так как основная часть этих хребтов создана вулканической аккумуляцией и представляет реликты сохранившихся в рельефе вулканических построек плиоцен-нижнечетвертичного времени.

В южной и юго-западной части Центрально-Камчатского блока формируются своды, наследующие в общих чертах контуры жесткого блока Z-структуры Центральной Камчатки.

Один из них — Малкинский свод — занимает южную часть Срединного хребта к западу от Центральной Камчатской депрессии и к югу от Диагонального шва. Свод охватывает поле развития метаморфид Срединного массива и примыкающую к нему полосу выходов кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела. Вдоль восточной его границы протягивается пояс неогеновых гранитоидных интрузий и реликты вулканогенных пород неогенового времени. Свод имеет общее меридиональное простирание. Высота денудационно-тектонического рельефа здесь составляет 1200—1500 до 2000 м, но скорость поднятия за четвертичное время намного меньше, чем в горст-антиклинальных зонах Восточного хребта и полуостровов Восточного побережья.

Второй свод — так называемая Начикинская поперечная зона поднятий — расположен вдоль южной границы жесткой Z-структуры, на стыке ее с Южно-Камчатским блоком. Он имеет общее северо-западное простирание и протягивается на 80—90 км от Восточного побережья до Центральной Камчатской депрессии. Ширина свода 30—40 км. Структура свода образована за счет консолидации разнородных элементов. Вдоль северной границы его протягивается полоса выходов кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела (в районе Петропавловска) и метаморфид (в районе Ганал). Для южной части свода характерно чередование поднятых блоков, сложенных дислоцированными вулканогенными и терригенными толщами олигоцена — нижнего миоцена и полей

развития верхнеплиоцен-нижнечетвертичных вулканических толщ, смыкающихся по простиранию с вулканическим поясом Южной Камчатки. В настоящее время кровля этих разнородных блоков выведена на единый уровень высот — 700—1000 м. Различная скорость поднятия блоков, сложенных, с одной стороны, вулканогенными породами верхнего плиоцена — нижнечетвертичного времени, а с другой — более древними дислоцированными комплексами, привела к формированию по их границам узких линейных грабен (Паратунский, Начикинского озера и т. д.). Грабены ограничены разломами, размах движений по которым за четвертичное время достигает 1000 м.

Системы поднятий разделены линейными опущенными зонами — грабен-синклиналями, в пределах которых и концентрируются проявления четвертичного вулканизма. Выделяются три такие структуры: грабен-синклиналь Восточной Камчатки, Центральная Камчатская депрессия и грабен-синклиналь Срединного хребта. Дочетвертичный фундамент в пределах грабен-синклиналей опущен ниже уровня вреза эрозионной сети. По косвенным признакам (в южной части Центральной Камчатской депрессии — по геофизическим данным) общая мощность выполняющих грабен-синклинали плиоцен-четвертичных и рыхлых четвертичных толщ достигает сотен (до тысячи) метров. Перекомпенсированное заполнение грабен-синклиналей вулканическими толщами создает здесь инверсионную морфоструктуру аккумулятивных хребтов. Внутреннее строение грабен-синклиналей осложняется проявлениями вулканотектоники, наиболее ярким выражением которой является образование системы кольцевых вулканотектонических депрессий. Южная часть Центральной Камчатской депрессии (грабен рек Быстрой — верховьев Камчатки и Мильковско-Шапинский участок грабен-синклинали) заполнена рыхлыми четвертичными отложениями и представляет собой аккумулятивную равнину. Проявления четвертичного вулканизма здесь практически отсутствуют.

В отличие от грабен-синклинали Южной Камчатки для грабен-синклиналей Центрально-Камчатского блока характерно наложение их на разнородный фундамент. Так, южная часть Центральной Камчатской депрессии (грабен рек Быстрой и верховьев Камчатки) наложена на сводовую структуру, восточная и западная часть которой сложена метаморфитами. В районе Ключевской группы вулканов Центрально-Камчатская депрессия частично наложена на неогеновый прогиб, а частично — непосредственно на меловые толщи. Грабен-синклиналь Восточной Камчатки в значительной своей части наложена на верхнепалеоген-неогеновый Восточно-Камчатский прогиб. Грабен-синклиналь Срединного хребта частично наложена на неогеновый вулканический пояс, а частично — на Западно-Камчатский тыловой прогиб. Положение отдельных вулканических центров в пределах грабен-синклиналей контролируется секущими зонами разломов широтного и северо-восточного (45°) простирания. Сочленение грабен-синклиналей со смежными поясами поднятий частично происходит по крупноамплитудным разломам, а частично — путем пологого изгибания фундамента и подъема его кровли.

Западная часть Центрально-Камчатского блока представляет собой цокольную равнину, развитую на территории отмершего Западно-Камчатского тылового прогиба. Равнина эта постепенно переходит в шельф Охотского моря. Современная береговая линия отделяет шельф от наземной равнины чисто условно. В пределах равнины выделяются небольшие низкорослые денудационные массивы на отпрепарированных складках основания Тигильско-Паланской системы.

Северо-Камчатский Олюторский блок. Границей между Центрально-Камчатским и Северо-Камчатско-Олюторским блоками служит вытянутая в северо-западном направлении система поднятий. Отдельные составляющие ее блоки ступенчато смещаются в направлении

на северо-северо-восток. Таких блоков три. Это образованное верхне-меловыми кремнисто-вулканогенными толщами поднятие п-ова Камчатского мыса, сложенная метаморфическими толщами Хавывенская возвышенность, образующая поперечное поднятие в северной части Центральной Камчатской депрессии, и поднятый блок меловых кремнисто-вулканогенных толщ в северной части Срединного хребта. Общим для этой системы блоков является то, что они ограничивают с севера зону активного проявления современных тектонических и вулканических процессов, связанную с Курило-Камчатской зоной. Так, поднятие п-ова Камчатского мыса является самой северной структурой в геоантиклинальном поясе поднятий полуостровов Восточного побережья. К югу от него замыкается Курило-Камчатский желоб. Хавывенская возвышенность ограничивает с севера Восточный вулканический пояс Камчатки — к югу от нее на разломе северо-западного простираения расположен самый северный действующий вулкан Камчатки — Шивелуч. Южная граница поднятого блока меловых пород в Центральной части Срединного хребта — разлом по рекам Палана — Хайлюля — ограничивает с севера четвертичную вулканическую зону Срединного хребта. К югу от п-ова Камчатского мыса и Хавывенской возвышенности замыкается Курило-Камчатская сейсмофокальная зона. Все эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая система поднятых блоков представляет собой линию пересечения Камчатки разломами, связанными с Алеутской островной дугой. Как видим, линия эта проходит севернее, чем предполагал А. Н. Заварицкий (1955), и имеет эшелонированное строение.

Расположенный к северу от разломной зоны Северо-Камчатский — Олюторский блок резко отличается по современному состоянию структуры от Южно- и Центрально-Камчатского блоков. Желоб во фронтальной части блока отсутствует. Сочленение с блоком океанической коры котловины Берингова моря происходит по флекуре коры, совпадающей с уступом континентального склона. Сейсмичность блока незначительна и характеризуется отдельными редкими толчками с небольшой (1—30 км) глубиной очага. Сейсмофокальная зона здесь отсутствует. Проявления вулканизма более древнего, чем среднечетвертичный, представлены двумя вулканами — Начикинским вулканом на п-ове Озерном и крупным щитовым вулканом в среднем течении р. Хайлюли. Возраст их ниже-среднечетвертичный. Они располагаются на продолжении линии вулканов северо-западного простираения, замыкающей зону четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки.

Основные системы морфоструктур блока сходны с теми, которые описаны для смежных с юга территорий. Однако они отличаются общей дряхлостью форм рельефа, свидетельствующей об отсутствии контрастных движений новейшего времени.

Внешняя зона геоантиклинальных поднятий протягивается здесь пунктирно — с п-ова Озерного через восточную часть острова Карагинского и далее на п-ов Говена. Поднятия этой системы представлены системой сводов, морфологически выраженных хребтами, образованными верхнемеловыми кремнисто-вулканогенными толщами и терригенными палеоген-нижнеплиоценовыми отложениями. Как и другие хребты системы поднятий Восточного побережья Камчатки, они характеризуются высокими положительными аномалиями силы тяжести. Однако новейшая разломная тектоника в их пределах проявляется слабо и процесс новейшего поднятия здесь мало интенсивен. Западная граница внешнего пояса геоантиклинальных поднятий в пределах Северо-Камчатского блока смещается сравнительно со смежным с юга блоком почти на 50 км в направлении на запад.

По крупноамплитудному сбросу с внешней зоной граничит прогиб, выполненный миоцен-плиоценовыми отложениями. Прогиб этот является прямым продолжением Центрально-Камчатской депрессии, однако

ось его смещена на 50 км к западу. Он представляет собой грабен-син-клинальную структуру, центральная часть которой занята проливом Литке, а борта и районы периклинальных окончаний подняты выше уровня моря. Вдоль восточного борта прогиба протягивается цепь руин крупных щитовых вулканов верхнеплиоцен-нижнечетвертичного времени. В четвертичное время этот прогиб был вовлечен в процесс медленного поднятия. В результате в настоящее время он по большей своей части представляет собой цокольную равнину на третичных отложениях. Как будет показано ниже, по особенностям четвертичной истории и геоморфологическому строению он стоит гораздо ближе к Западно-Камчатской равнине, чем к Центрально-Камчатской депрессии.

Западнее описанного прогиба расположена горстовая система северной части Срединного хребта. Она образована кремнисто-вулканогенными толщами верхнемелового возраста, выведенными в результате воздымания на абсолютные отметки 1700—2000 м. Вдоль западного побережья к горсту примыкает Паланская система антиклинальных складок, продолжающая Тигильскую систему складок основания.

Развитие океанического желоба вдоль внешней границы Южно- и Центрально-Камчатского блоков, присутствие здесь поясов активных вулканов, высокая сейсмичность их территории, связанной с сейсмофокальной зоной, свидетельствуют о продолжающемся в этом районе формировании структур подвижной тектонической системы типа раннего орогена и высокой активности жизни верхней мантии.

В то же время Северо-Камчатский блок резко отличается как по характеру сочленения с океаническим блоком (Берингоморская впадина), так и отсутствию более молодого чем среднечетвертичный вулканизма и сейсмофокальной зоны. Можно говорить о том, что активные тектонические и вулканические процессы, характерные для островных дуг и сходных с ними тектонических систем, прекратились в этом районе по крайней мере в нижнечетвертичное время.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА

КАИНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

Камчатка

Основы стратиграфической схемы Западной Камчатки были разработаны главным образом в результате многолетних работ геологов и палеонтологов ВНИГРИ, ВСЕГЕИ и СВГУ, проводившихся до 1950—1955 гг. Особая заслуга в этих исследованиях принадлежит Л. В. Криштофович и А. П. Ильиной. Фаунистические зоны и горизонты, выделенные ими в кайнозой Камчатки и Сахалина, легли в основу Охинской межрегиональной стратиграфической схемы. Однако соотношения подразделений этой схемы с подразделениями европейской хроностратиграфической шкалы оставались неясными и, таким образом, датировка камчатских подразделений (эоцен, олигоцен, средний миоцен и т. д.) имела условный характер (Решения..., 1961).

Главным толчком к пересмотру возраста подразделений кайнозоя Камчатки и северо-запада Тихоокеанской области были успехи в разработке зональной планетарной стратиграфической шкалы кайнозоя по планктонным фораминиферам. Однако ограниченность распространения зон планктонных фораминифер в основном тропическими и субтропическими широтами заставляет использовать данные по всем группам ископаемых организмов для увязки с ними разрезов более высоких широт. Это особенно относится ко второй половине кайнозоя, когда широтная климатическая зональность стала более резкой и границы умеренной и субтропической областей сместились к экватору. Разработке проблем стратиграфии кайнозоя Камчатки и северо-западной части Тихоокеанской области посвящены недавние работы М. Я. Серовой (1969 и др.), Б. Ю. Гладенкова (1971, 1972) и В. А. Крашенинникова (1971), В. Н. Синельниковой. В этих работах основное внимание уделяется вопросам возрастных датировок и в меньшей степени корреляции локальных разрезов региона. Между тем важность дальнейшей разработки региональной корреляционной схемы несомненна. Предлагаемая авторами схема во многом отличается от имевшейся ранее. Наиболее существенные изменения в ней обусловлены следующими моментами:

1. Исследованиями М. Я. Серовой показано широкое развитие палеоценовых отложений в пределах Восточной Камчатки. Установлены зоны планктонных фораминифер, соответствующие палеоценовым, нижнеэоценовым и среднеэоценовым зонам планетарной шкалы (Серова, 1969; Крашенинников, 1971). Частично они охарактеризованы малакофауной, что дает основание по-иному подойти к корреляции многих разрезов.

2. Отложения полуострова Ильпинского представляют наиболее полный разрез кайнозоя Камчатки, охарактеризованный малакофауной, бентосными и планктонными фораминиферами, ввиду чего он принят за опорный разрез для внутрирегиональных корреляций.

3. На Западной Камчатке, по палеоботаническим данным, к палеоцену отнесены хулгунская и напанская свиты.

4. На основании формационного анализа и биостратиграфических данных доказана тождественность отложений энметенской свиты с верхнеэрмановской подсвитой и коррелятными ей отложениями Камчатки.

Все палеогеографические и палеотектонические реконструкции строятся в дальнейшем на основе этой схемы.

Палеоцен. Кайнозойские осадки в пределах региона почти повсеместно залегают с размывом и угловым несогласием на различных горизонтах мела, а местами, вероятно, и более древних пород. Лишь в немногих случаях отмечается непрерывное морское осадконакопление в интервале верхний мел — палеоцен (хр. Майни Какыйнэ и юг Корякского нагорья).

Наиболее древние слои кайнозоя, охарактеризованные раннепалеоценовой фауной планктонных фораминифер, установлены в пределах Восточной Камчатки и на юге Корякского нагорья (Тарасенко и др., 1970; Серова, 1966, 1969; Serova, 1970; Крашенников, 1971). Для корреляции раннекайнозойских относительно глубоководных отложений Восточно-Камчатского прогиба большую ценность представляют разрезы хр. Майни Какыйнэ и полуострова Ильпинского, поскольку они охарактеризованы отчасти малакофауной, а частично бентосными и планктонными фораминиферами, в настоящее время в достаточной степени изученными. Особенно это относится к разрезу п-ова Ильпинского, расчленение и фаунистическая характеристика которого с большей или меньшей детальностью дана в работах А. А. Арсанова и А. М. Садреева в 1958 г., Д. С. Несвита (1968) и И. Г. Прониной (1968), В. И. Голякова (1966 и более поздних), В. М. Ковалева за 1968 г., М. Я. Серовой (Серова и др., 1967; Серова, 1969) шкалы.

В палеоцене Восточной Камчатки М. Я. Серовой выделяются зона *Rzehakina epigona* (ассоциация бентосных фораминифер довольно широкого возрастного диапазона — от позднего мела до раннего палеоцена включительно), зона *Globigerina varianta* (комплекс планктонных фораминифер, относимый к нижнему палеоцену) и зона *Globigerina pana* — *Acarinina primitiva* (комплекс планктонных фораминифер, характеризующий верхний палеоцен). Весьма вероятно, что бентосный комплекс зоны *Rzehakina epigona* «заходит» в зону *Globigerina varianta*, а возможно, и в позднепалеоценовые отложения зоны *Globigerina pana* — *Acarinina primitiva*.

В хр. Майни Какыйнэ выше маастрихтских отложений зона *Rzehakina epigona*, по М. Я. Серовой, охватывает верхи инетываемской и низы ивтыгынской свит. Нижняя возрастная граница зоны датируется М. Я. Серовой здесь данием, верхняя — нижним палеоценом, поскольку в вышележащих отложениях иночвиваемской свиты этого разреза ею обнаружен верхнепалеоценовый комплекс планктонных фораминифер зоны *Globigerina pana* — *Acarinina primitiva*. Одновременно М. Я. Серова делает оговорку, что на севере Тихоокеанской провинции ассоциация бентосных фораминифер с *Rzehakina epigona* существовала, по-видимому, с верхов мела в течение всего датского времени и в раннем палеоцене. Таким образом, нет гарантии, что в данном разрезе объем зоны ограничен палеоценом, а это не исключает и возможности выпадения здесь дания, т. е. наличия стратиграфического перерыва между поздним маастрихтом и палеоценом.

На Ильпинском полуострове зона *Rzehakina epigona* установлена М. Я. Серовой у мыса Ориа (Серова, Гуляев, 1967) в слоях, отнесенных В. М. Ковалевым в 1968 г. к средней подсвите кыланской свиты В. И. Голякова, а также, видимо, в разрезе стратотипа кыланской свиты близ устья р. Кылановая, который В. И. Голяков в 1968 г. параллелизовал с ивтыгынской и иночвиваемской свитами.

Кыланская свита, выделенная В. И. Голяковым (1966), по объему соответствовала нижней подсвите древнеильпинской свиты А. М. Сад-

реева и А. С. Арсанова, оказавшейся в свою очередь тождественной нижней подсвите ильпинской свиты этих же авторов. В. И. Голяков подразделял кыланскую свиту на три подсвиты. В 1968 г. верхнекыланская подсвита была включена им в низы вышележащей ильпинской свиты, тогда как средняя и нижняя подсвиты идентифицированы соответственно с иночвиваямской и ивтыгынской свитами.

Основанием для отмеченных выше корреляций зоны *Rzehakina epigona* было, по-видимому, обнаружение фораминифер зоны *Globigerina papa* — *Acarinina primitiva* в бывшей среднекыланской подсвите этого разреза (Серова, 1969). Вопрос о прохождении бентосного комплекса с *Rzehakina epigona* в верхний палеоцен на п-ове Ильпинском (а следовательно, и вообще на северо-востоке Камчатки) зависит от точности корреляции отложений «среднекыланской подсвиты» в пределах полуострова и, видимо, нуждается в проверке.

В более южных районах Восточной Камчатки зона *Rzehakina epigona* прослеживается в разрезе туфогенно-терригенного комплекса хр. Тумрок, где она приурочена к переходной свите А. Е. Шанцера (Серова и др., 1970). Туфогенно-терригенный комплекс, по нашим данным и некоторых других исследователей, является стратиграфическим аналогом ветловского комплекса — мощной серии пород, несогласно залегающей на мелу и широко распространенной в пределах Восточной Камчатки. В прослоях кремнистых известняков из нижней части ветловского комплекса в Валагинском хребте А. В. Фурсенко и М. Я. Серовой были определены (в шлифах, так как выделить раковины не удалось) остатки бентосных и планктонных фораминифер палеогенового, возможно, палеоценового возраста (Петров, Цикунов, Пронин, 1966).

На Кроноцком полуострове в основании кубовской свиты кроноцкой серии была установлена нижнепалеоценовая зона планктонных фораминифер — зона *Globigerina varianta* (Серова, 1969). Поскольку во времени она непосредственно предшествует зоне *Globigerina papa* — *Acarinina primitiva*, в разрезах хр. Майни Какыйнэ и п-ова Ильпинского ей, очевидно, соответствует верхняя часть зоны *Rzehakina epigona*. М. Я. Серова указывала на сходство бентосной ассоциации фораминифер из нижней части кыланской свиты Голякова (очевидно, среднекыланская подсвита, орийская свита Серовой) с ассоциацией бентоса из низов кубовской свиты (Серова, Гуляев, 1967). Таким образом, низы кубовской свиты могут коррелироваться с ивтыгынской свитой, а возможно, и с верхами инетываямской. С верхами инетываямской — низами ивтыгынской свит и с какой-то частью кубовской свиты следует параллелизовать и переходную свиту ветловского комплекса хр. Тумрок. Однако некоторая неопределенность положения верхней границы зоны *Rzehakina epigona*, возникающая из-за отождествления слоев у м. Ориа и на п-ове Ильпинском со «среднекыланской подсвитой» и иночвиваямской свитой, заставляет допускать, что переходная свита хр. Тумрок может соответствовать и части иночвиваямской свиты кыланской серии, т. е. верхнепалеоценовой зоне *Globigerina papa* — *Acarinina primitiva*. На п-ове Камчатского мыса к палеоцену, вероятно, относится нижняя часть столбовской серии, несогласно залегающей на меловом фундаменте (Борзунова и др., 1969). Во всяком случае стратиграфическими аналогами рассмотренных выше горизонтов, на наш взгляд, могут быть тарховская и верещагинская свиты, а также самые низы рифовской.

Характерной особенностью палеоценовых отложений Восточной Камчатки является редкая встречаемость или полное отсутствие в них остатков моллюсков, что указывает на значительную скорость осадконакопления в пределах большей части районов Восточно-Камчатского прогиба в дании (?) и в палеоцене.

На Западной Камчатке к палеоцену до сих пор относились только низы тигильской серии — хулгунская свита (Решения..., 1961). По мала-

кофауне эта свита условно сопоставляется Л. В. Криштофович и А. П. Ильиной с палеоценовой формацией Мартинец в Калифорнии (Криштофович, 1947; Криштофович, Ильина, 1961)). Л. В. Криштофович в свое время отмечала преемственную связь фауны хулгунской свиты и нижних горизонтов снатольской свиты, верхней свиты тигильской серии.

Формация Мартинец по фораминиферам относится к нижнему палеоцену. С верхней ее частью сопоставляются низы кубовской свиты кроночковой серии Восточной Камчатки. Как планктонная, так и бентосная ассоциации фораминифер зоны *Globigerina varianta* низов кубовской свиты близки ассоциациям из сходных фаций верхней части формации Мартинец и ее аналогов в Калифорнии, относящихся к нижнему палеоцену (Серова, 1969; Крашенинников, 1971). Исходя из этих данных хулгунскую свиту или по крайней мере ее нижнюю часть следует относить к нижнему палеоцену и коррелировать с низами кубовской свиты Восточной Камчатки.

Хулгунская свита и находящаяся в тесном контакте с ней напанская свита, взаимоотношения которых до сих пор не установлены достоверно (во многих случаях они картируются совместно как «нерасчлененная хулгунская-напанская свита»), представлены фациями опресненного морского бассейна, а в большей степени — континентальными, флористически охарактеризованными отложениями. Наиболее вероятным представляется частичное фациальное замещение морских хулгунских отложений континентальными напанскими, хотя верхняя часть этой толщи нередко представлена исключительно континентальными слоями. Ископаемая флора хулгунской и напанской свит (или фаций) практически тождественна. Характер ее большинством палеоботаников рассматривается как переходный от мела к палеогену. Обычно эта флора датировалась данием — палеоценом или палеоценом. Хулгунская — напанская флора родственна палеоценовым флорам хр. Рарыткин и других областей северо-востока Азии и Северной Америки. Поэтому корреляция хулгунской свиты с нижнепалеоценовой зоной планетарной шкалы представляется вполне реальной. На настоящем уровне изученности палеогеновых флор Камчатки можно с известной долей условности принять, что хулгунская — напанская толща охватывает по возрасту палеоцен в целом и может параллелизоваться с кыланской серией северо-востока Камчатки.

Не меньшую важность представляет другой вывод о том, что возраст отложений и малакофауны низов снатольской свиты, согласно перекрывающей хулгунский-напанский комплекс, невозможно отрывать далеко от палеоцена. Условно нижнюю границу снатольской свиты следует относить к нижнему эоцену, так как она близко совпадает по времени с нижней границей ильпинской серии п-ова Ильпинского на северо-востоке Камчатки, залегающей согласно на верхнепалеоценовых слоях кыланской серии.

Хулгунская-напанская толща широко распространена в пределах Западно-Камчатского прогиба от Тигильского района на юге до Паланского на севере. В бассейне р. Подкагерной и севернее она, по-видимому, замещается в какой-то части толщей относительно глубоководных отложений геткилнинской свиты, которые согласно перекрываются мощной серией мелководных отложений с фауной снатольской свиты (зона *Mytilus yokoymai*, по Л. В. Криштофович). Это дает основание относить геткилнинскую свиту к палеоцену, вероятно позднему.

Свита заключает весьма своеобразный для Камчатки комплекс моллюсков: *Acila* (*Truncacila*) aff. *decisa* (Conrad), *Nuculana* (*Sacella*) *gabbi* (Gobb), N. aff. *cowlitzensis* (Weav.), *Turritella* *uvasana* Conrad, *Molopophorus californicus* (Clark and Wood.), *Scaphander costata* (Gabb.) и др., одиночные кораллы (Геология СССР, т. XXX).

Лишь в последние годы опубликованы данные о фауне сходного облика, найденной в столбовской серии п-ова Камчатский мыс на Восточной Камчатке (Пронина, 1969; Борзунова и др., 1970). Наиболее древняя фауна этого разреза приурочена к верхам верещагинской толщи и представлена мелководным комплексом, в составе которого нет форм общих с геткилнинским, если не считать одиночные кораллы.

Характерно присутствие здесь *Venericardia* (*Pacificor*) *clarki* Weaver and Palmer V. (*Pacificor*) ex. gr. *hornii* (Cabb). Последняя близка *V. planicosta* Lam. из палеоцена и эоцена Европы.

Более глубоководные фации рифовской толщи содержат богатую моллюсковую фауну, в таксономическом отношении значительно более богатую и разнообразную, чем фауна геткилнинской свиты.

В нижней части разреза еще присутствуют *Venericardia* (*Pacificor*), появляются *Acila* (*Truncacila*) *decisa* (Conrad), *A. (Truncacula)* cf. *gabibiana* Dick., *Nuculana* cf. *hizenensis* Nagao, *Yoldia* aff. *chehalisensis* (Arnold), *Glycimeris caracoli* Anderson, *G. aff. andersoni* Dick. Замечательно сходство геткилнинской и «раннестолбовской» фаун с эоценовыми фаунами запада Северной Америки (формации Доменгин, Ковлитц, Тейон и др.), что отмечается и А. Д. Деятелиной, и Г. А. Борзуновой, и И. Г. Прониной. Вместе с тем это сходство, на наш взгляд, едва ли можно принимать за основу для прямой корреляции, поскольку камчатские комплексы не копируют какие-либо определенные возрастные ассоциации, а даже, напротив, включают многие формы, похожие на формы из позднеэоценовых и олигоценовых свит Северной Америки. Но кроме этого они включают и формы, известные на северо-востоке Азии из палеоцена: *Glycimeris caracoli* и *G. aff. andersoni* из низов чукотской свиты бассейна р. Амаамы, датируемых Л. В. Криштофович палеоценом-эоценом, а Г. П. Тереховой — поздним мелом (по палинологическим данным) (Геология СССР, т. XXX). Г. А. Борзуновой определение большей части видов дается со знаком cf. или aff., что указывает и на различия с типами. И. Г. Прониной большинство форм выделено в новые виды. Очевидно, видовое сходство в данном случае можно рассматривать как признак возрастной близости в относительно широких пределах. Еще более убеждает в этом тот факт, что в верхней половине рифовской толщи и особенно в баклановской толще Г. А. Борзуновой собрана фауна, постепенно теряющая сходство с рассмотренной и приобретающая значительную близость с фауной той части ильпинской серии п-ова Ильпинского, в которой М. Я. Серовой установлены зоны нижнего и среднего эоцена по планктонным фораминиферам. В этой части столбовской серии появляются также единичные, но очень характерные формы снатольской свиты Западной Камчатки. Таким образом, мы приходим к выводу о палеоценовом возрасте нижней части столбовской серии (тарховская толща, верещагинская толща, базальные слои рифовской толщи).

Эоцен. На п-ове Ильпинском и в хр. Майни Какыйнэ выше палеоценовой кыланской серии согласно залегает ильпинская серия, подразделяемая всеми исследователями на две части. В. И. Голяков, давший в 1968 г. наиболее детальную послойную характеристику этой серии, верхнюю часть называет алугинской свитой, а нижнюю — ильпинской (Голяков, 1966). В целях упорядочения терминологии мы предлагаем называть последнюю килакирнунской свитой, по названию характерного горизонта, описываемого в ней всеми исследователями этого района. В. И. Голяков подразделяет отложения этой свиты на четыре пачки, каждая из которых охарактеризована малакофауной в основном относительно глубоководного облика. Это главным образом различные виды *Nuculana*, *Acila*, *Yoldia*, *Malletia*, *Variamussium*. Характерно появление в 4 пачке *Lima limatwinensis*. Из анализа работ В. И. Голякова и М. Я. Серовой можно сделать вывод, что эоценовые зоны планктонных фораминифер, установленные М. Я. Серовой в этом разрезе, распола-

гаются в пределах трех нижних пачек (ниже подошвы туфового лапареламского горизонта). В основании серии М. Я. Серова выделяет две нижнеэоценовые зоны: нижнюю зону *Globigerina turgida* — *Acaripina triplex* и верхнюю — зону *Globigerina inaequispira* — *Globigerinella voluta*. Вероятно, в породах пачек два и три, выше килакирнунского горизонта, обнаружены зоны среднего эоцена: нижняя — зона *Globigerina boweri* и верхняя — зона *Globigerina pseudoeaena compacta*. Существенным недостатком опубликованных материалов по этому разрезу является отсутствие указаний на соответствие микрофаунистических зон пачкам, выделяемым В. И. Голяковым. Это заставляет проводить границы между отделами и подотделами в этом разрезе также с известной долей условности. В дальнейшем они, очевидно, будут уточнены.

К верхнему эоцену в разрезе ильпинской серии, наиболее вероятно, относится верхняя четвертая пачка килакирнунской свиты. Ее положение выше верхней фораминиферовой зоны среднего эоцена и ниже основания алугинской свиты, в которой намечается обновление состава фауны моллюсков, дает основание для такого предположения.

В основании разреза ильпинской серии хр. Майни Какыйнэ Л. В. Криштофович определен комплекс моллюсков, чрезвычайно похожий на комплекс из низов килакирнунской свиты. Отложения килакирнунской свиты распространены очень широко в пределах Корякского нагорья и Восточной Камчатки. Судя по материалам Б. К. Долматова, С. А. Мельниковой и Ю. М. Стефанова (Долматов и др., 1970), в полном объеме они присутствуют на о. Карагинском, где, видимо, есть и палеоэоценовые образования. Изучению их здесь препятствуют многочисленные тектонические нарушения. К верхам свиты здесь относятся горизонты, описанные Ю. Б. Гладенковым (1972) как свита мыса Тонс. В верхней пачке этой свиты собраны остатки *Variamussium* ex gr. *pillarense*, рода, практически исчезающего в более молодых отложениях алугинской свиты п-ова Ильпинского и других районов Камчатки. В этой же пачке Ю. Б. Гладенковым был найден прекрасной сохранности отпечаток крупного листа камфарного лавра (*Cinnamotum* sp., определение М. А. Ахметьева). Одно присутствие этого рода указывает на климат, близкий к субтропическому. На Камчатке флоры с остатками представителей семейства лавровых известны лишь в позднем эоцене. В тех же слоях, где был найден отпечаток *Cinnamotum* sp., М. Я. Серовой обнаружены многочисленные бентосные фораминиферы, ассоциация которых, по ее заключению, характерна для той части Северо-Американских формаций Сан-Лоренцо, Крейенхаген, Коулиц, Кизи и ряда других, которые большинством микропалеонтологов относятся к верхнему эоцену.

На п-ове Камчатского мыса к эоцену, очевидно, относится большая часть рифовской и баклановской толщ столбовской серии. В средней и верхней части рифовской толщи уже значительную роль приобрели представители глубоководной фауны Восточно-Камчатского прогиба, известные в раннем эоцене ильпинской серии. Вместе с тем эта фауна таксономически разнообразнее, богаче в большой степени благодаря присутствию и обитателей мелководья. Связь с палеоэоценовой фауной видна в сохранении таких видов, как *Acila* (*Truncacila*) *decisa*, A. (*Truncacila*) *gabbiana*, *Nuculana hizenensis* и др. Весьма характерно присутствие здесь *Calyptraea* cf. *diegoana* (Conrad) — одной из обычных форм нижней части снатольской свиты Западной Камчатки, и *Whitneyella markleyensis* (Clark), описанной А. Д. Девятиловой из ткаправаямской свиты восточного побережья Пенжинской губы (аналог снатольской свиты), откуда ею описаны также *Venericardia planicosta* Lam., *Modiolus* (*Brachidontes*) *kovatschensis* L. Krisht., *Tivela snatolana* Slod. и др. (Геология СССР, т. XXX).

Сходство с эоценовой фауной п-ова Ильпинского отчетливо выражено и в комплексе моллюсков баклановской толщи. Здесь преобладают остатки *Malletia* и *Variamussium*: *M. praekorniana*, *M. korniana*, *M. kovatschensis*, *M. aff. kamtschatica*, *V. amakusaensis*, *V. aff. kusiroense* (Takeda), *V. aff. stanfordensis* (Arnold), *V. aff. pillarensis*, *Lima* sp. В низах баклановской толщи Н. А. Храмовым и Ю. С. Салиным были найдены *Tivela* cf. *weaveri* Dick. и *Ostrea* aff. *agnevoensis* Laut. (Храмов, Салин, 1966). Род *Tivela* широко распространен в отложениях снатольской свиты Западной Камчатки.

Отсутствие в баклановской толще характерных форм верхнеэоценового комплекса ильпинской серии (*Lima twinensis* Duch., *Solemya dalli* Clark и многочисленных видов *Yoldia* и др.), имевшего широкое распространение и на Восточной и на Западной Камчатке, заставляет относить большую часть баклановской свиты к среднему эоцену, хотя не исключено, что верхи ее имеют уже верхнеэоценовый возраст.

На п-ове Кроноцком аналогом эоценовой части ильпинской серии, очевидно, является большая верхняя часть кроноцкой серии. Из ее верхних горизонтов (козловская свита) В. Н. Синельниковой и И. Г. Прониной определены *Variamussium pillarensis* и *V. stanfordensis*. Абсолютный возраст базальтов из верхов козловской свиты, по приведенным А. С. Арсановым и М. Н. Шапиро в 1968 г. данным, определен интервалом 37—40 млн. лет, что в общем соответствует верхнему эоцену.

Большой интерес для сопоставления палеогена Восточной и Западной Камчатки представляют данные, которые приводят Б. К. Сляднев, С. А. Мельникова и Ю. М. Стефанов в 1969 г. по по-ову Озерному. Здесь, очевидно, отсутствуют палеоэоценовые отложения или они представлены позднепалеоэоценовыми слоями небольшой мощности, объединяемыми с вышележащими в «эоцен-олигоэоценовую» свиту. В обобщенном списке моллюсков из этой толщи присутствуют некоторые формы геткиллинской раннестолбовской фауны (*Acila gabbiana*, *Nuculana* (*Sacella*) *gabbi*, *N. cowlitzensis*), но в основном — формы, характерные для нижнего и среднего эоцена Восточной Камчатки (*Variamussium amakusaensis*, *Acila gabbiana*) и Западной Камчатки (*Mytilus yokoyamai* Slod., *Crassatellites utchulokensis* L. Krisht., *Tellina pleschakovi* L. Krisht., *Mya tigilensis* L. Krisht., *Calyptraea* cf. *diegoana* и др.). Последний вид известен и в рифовой толще Камчатского мыса. Нет сомнения, что в районе п-ова Озерного Восточно-Камчатский раннеэоценовый прогиб соединялся с Западно-Камчатским прогибом неглубоким проливом, по которому происходила миграция фаун, в основном мелководных. В целом же ниже- и среднеэоценовые фауны Восточной и Западной Камчатки значительно отличались.

На Западной Камчатке нижний и средний эоцен представлен снатольской свитой, согласно залегающей на палеоэоценовой хулгунской-напанской толще. Верхняя граница проводится по подошве ковачинской серии. Последняя содержит фауну, очень сходную с фауной четвертой (верхней) пачки килакирнунской свиты п-ова Ильпинского, относимой нами к верхнему эоцену. Это и определяет возрастной диапазон снатольской свиты. Свита распространена исключительно широко. В Тигильском районе она представлена в основном морскими отложениями (зона *Mytilus yokoyamai* и *Genota snatolensis* и зона *Cardium snatolensis* и *Solen tigilensis*, по Л. В. Криштофович и А. П. Ильиной, 1961), хотя в краевых частях снатольского бассейна и вблизи выступов докайнозойского фундамента известны субконтинентальные образования с остатками листовой флоры. Морские отложения, как в вертикальном разрезе, так и по простиранию, отличаются значительной фациальной пестротой, фиксируемой по литологии и смене ассоциаций моллюсков. Отдельные фациальные комплексы почти в неизменном виде проходят через всю толщу. Поэтому четкую границу между нижним и средним эоценом по

малакофауне провести очень трудно. Возможно, в какой-то степени такому подразделению соответствуют выделяемые Л. В. Криштофович снатольский (низы свиты) и увучинский (верхи) горизонты. Однако ряд форм, характерных для этих горизонтов, проходит через весь разрез свиты, в том числе такие «индекс-виды», как *Mytilus uokoymai*, *Genota snatolensis* и др. (это особенно заметно на северо-западе Камчатки). Связь с палеоценовой фауной обнаруживается в прослеживании в эоцене многих форм, близких к видам хулгунской и напанской свит (*Macrocallista*, *Cyrena*, *Melania*, *Corbicula*). Однако эта связь не бросается в глаза, так как палеоценовая фауна Тигильского района принадлежала бассейну с резко пониженной соленостью, а в снатольское время там преобладали условия нормально соленого моря. Более заметна эта связь в северных районах, где в нижнем и среднем эоцене господствовали мелководные условия, периодически сменявшиеся субконтинентальными. К северу от р. Паланы снатольская свита и ее аналоги (камчикская и ткаправая свиты, чемурнаутская свита) заключают более мелководную фауну (ассоциации с *Mytilus uokoymai*), многочисленные прослой паралических углей и углистых сланцев с отпечатками листовой флоры. Здесь высоко по разрезу поднимаются *Melania* ex gr. *snatolensis* L. Krisht., *Cyrena* aff. *prominenta* L. Krisht., близкие палеоценовым видам Тигильского района. В то же время почти отсутствуют формы глубоководного палеоцена геткилинской свиты (Геология СССР, т. XXXI; Погожев и др., 1963). Нижне-среднеэоценовые отложения имеют здесь большую мощность (порядка 2000—3000 м), верхняя их часть представлена континентальной толщей. Малакофауна снатольской свиты весьма однообразна по всему западному побережью. В северных районах многие характерные виды имеют более широкий вертикальный диапазон внутри свиты, чем в Тигильском районе, и разделение ее на два возрастных горизонта здесь еще труднее.

Находки ископаемой флоры в снатольской свите Тигильского района, как правило, не имеют четкой стратиграфической привязки, поэтому трудно судить об изменении флоры во времени. Флора аналогов снатольской свиты в Паланском и Пенжинском районах не обнаруживает значительных различий¹ в нижней и в верхней части разреза — камчикская и ткаправая свиты (Погожев и др., 1963; Геология СССР, т. XXX). По имеющимся материалам, в низах снатольской свиты еще сохраняются многие элементы палеоценовой хулгунской-напанской флоры, теряющие свое значение в верхах разреза. В остальном в верхнеснатольское время (ткаправая свита и вышележащая континентальная толща) флора мало изменяется. Пожалуй, здесь становится заметным появление большего числа теплолюбивых форм. В целом это хвойно-широколиственная платаново-троходендронидесовая флора, где хвойные были представлены главным образом родами семейства *Taxodiaceae* и, видимо, занимали обширные площади. Очень часто в составе ассоциаций участвовали папоротники *Denstaedia* и *Osmunda*, реже *Acrostichum*. Из широколиственных пород преобладали троходендронидесы, платаны, грецко-ореховые, конский каштан, магнолия, липа, реже представители семейств *Fagaceae*, *Myricaceae*, *Aceraceae*, *Betulaceae*, *Ulmaceae*, *Salicaceae* и др. Встречаются отпечатки листьев *Pterosperrmites*, *Dillenia*, *Macclintoccia*, *Cocculus*, изредка *Sterculia*, *Cinnamomum* (?).

В бассейне р. Паланы и севернее, на площадях, примыкающих к побережью Пенжинской губы, морские и прибрежно-морские отложения снатольской свиты в восточном направлении фациально замещаются туфо-эффузивной толщей кинкильской свиты. Многие исследователи на-

¹ Следует заметить, что из-за сложной фациальной обстановки и весьма поверхностного изучения растительных остатков характер изменения флоры по разрезу нельзя считать пока вполне ясным.

блюдали, что эффузивно-пирокластические образования кинкильской свиты то залегают на отложениях снатольской свиты, охарактеризованных фауной зоны *Mytilus yokoymai*, то перекрываются отложениями, содержащими аналогичную фауну моллюсков (Погожев и др., 1963; Друшиц, 1968). Как и прибрежно-морские нижне-среднеэоценовые отложения этого района, кинкильская свита включает угленосные линзы и прослои, иногда более мощные пачки угленосных пород. Одна из таких туфогенно-угленосных пачек описана в обнажениях у м. Божedomова в бухте Подкагерной как иргирнинская свита. Впервые мысль о том, что кинкильские эффузивы являются фацией снатольской свиты, была высказана Ю. Г. Друщицем (1968). Новые геологические исследования Ю. А. Новоселова в бассейнах рек Лесной и Шаманки подтверждают эту точку зрения. Ископаемая флора, собранная им из туфогенных прослоев кинкильской свиты, практически не отличается от флоры камчикской и ткаправаямской свит. В ней обнаружены в массовом захоронении остатки *Metasequoia*, *Trochodendroides*, *Cercidiphyllum*, а также *Denstaedtia*, *Osmunda* и *Acrostichum*. Ю. А. Новоселов приводит данные об абсолютном возрасте эффузивов кинкильской свиты: из семи образцов пять имеют интервал 55—41 млн. лет, один — 66 млн. и один — 79 млн. лет. В кинкильское время вулканизм проявился на значительных площадях к северу и северо-западу от рассматриваемых районов. Так, Л. Т. Шевырев (Шевырев и др., 1972) приводит данные о возрасте платобазальтов правобережий рек Пенжины и Оклан, залегающих на туфогенной толще с остатками раннепалеогеновой флоры. Возраст базальтов по 15 определениям — 44—60 млн. лет.

Большинство исследователей связывают с кинкильским вулканизмом присутствие пирокластического материала в ильпинской серии Северо-Восточной Камчатки.

Верхнеэоценовые отложения Восточной и Западной Камчатки отличаются от более ранних кайнозойских образований значительным фациальным единообразием, преобладанием относительно глубоководных фаций, содержащих близкую по составу фауну моллюсков. В разрезе п-ова Ильпинского этому этапу, очевидно, соответствует четвертая (верхняя) пачка килакирнунской свиты, в основании которой залегает лапареламский пласт. Фауна этих отложений преемственно связана с фауной подстилающих горизонтов, из которых сюда перешли: *Nuculana cf. hannibali*, *Yoldia ex gr. cerussata* (видимо близка к *Y. cf. chehalisensis*), *Variamussium sp.*, *Laternula korniana*, *Solemya cf. dalli*. Вместе с тем появляются новые формы: *Yoldia olympiana*, *Y. ex gr. nitida*, *Lima twinensis* и др., сближающие этот комплекс с комплексом ковачинской серии Западной Камчатки. Появляются также виды, которые в вышележащих горизонтах приобретают большую роль: *Nemocardium karaftoense*, *Periploma kariboensis*, *Thyasira smekhovi*.

Следует отметить, что малакофауна килакирнунской свиты вообще изучена в меньшей степени, чем фауна эоцена Западной Камчатки. Основной причиной является малочисленность остатков моллюсков в этой части разреза ильпинской серии. Нельзя не отметить также обстоятельство, с которым могут быть связаны многие особенности эоценовой фауны Ильпинского п-ова, а именно — относительно небольшую мощность разреза в целом, резко сокращенную в сравнении с одновозрастными разрезами Западной Камчатки. Это может объясняться различными причинами, среди которых не исключаются следующие: 1) относительная удаленность областей сноса и снивелированный рельеф последних, 2) р-н Ильпинского п-ова представлял подводную возвышенность.

В пределах п-ова Озерного позднеэоценовые отложения имеют гораздо большую мощность, однако они также слабо охарактеризованы фаунистически. По данным Б. К. Сляднева, здесь найдены остатки *Malletia poronaiica* (Yok.), *Modiolus restorationensis* Van Winkle, *Yoldia* (Portlan-

della) chehalisensis (определения В. М. Гладиковой). В более южных районах Восточной Камчатки отложения с характерной «ковачинской» фауной отсутствуют. Лишь на юге полуострова (район бухты Жировой) в основании мощной серии пород, известной как вилучинская свита, найдены остатки *Variamussium pillarense* и *Yoldia takaradaensis* L. Krisht., что позволяет предполагать здесь наличие позднеэоценовых отложений.

На Западной Камчатке к верхнему эоцену относится, очевидно, ковачинская серия, относительно глубоководная фауна которой имеет много общих форм с фауной верхов килакирнунской свиты. Наряду с видами, перешедшими в нее из верхов снатольской свиты (*Yolida* ex gr. *watasei* и др.), здесь впервые появляются *Malletia praekorniana*, *Variamussium pillarense*, *Lima twinensis*, *Laternula korniana*, *Aforia clallamensis* и др. Характерно, что среди немногочисленных форм бентосных фораминифер, обнаруженных в основании ковачинской серии (Геология СССР, т. XXXI, 1964), два вида присутствуют в позднеэоценовых слоях в мысе Тонс на о. Карагинском (*Cyclammina pacifica* Beek, *Plectofrondicularia packardi* Cushman et Shenk).

На северо-западе Камчатки и в районе Маметчинского п-ова разновозрастные отложения представлены оммайской свитой, согласно залегающей на аналогах позднеснатольских слоев (унэльская свита) (Геология СССР, т. XXXI). Оммайская свита содержит основные элементы позднеэоценовой фауны: *Variamussium pillarense*, *Modiolus restorationensis*, *Lima* ex gr. *goliath* Smith, *Solemya dalli*, *Aforia clallamensis* (Weav.) var. *wardi* (Tegl.). В подстилающих отложениях унэльской свиты отмечается появление *Scaphander* cf. *slaskensis* Clark, который, по данным Л. В. Криштофович (1969), получил дальнейшее развитие в ковачинском горизонте. Эта форма характерна и для нижней части алугинской свиты ильпинской серии и является одним из показателей родственности фауны указанных свит.

Олигоцен. В разрезе Ильпинского полуострова к олигоцену, по-видимому, относится вся алугинская свита, согласно залегающая на подстилающих отложениях. В. И. Голяков в 1968 г. подразделил ее на три пачки (снизу вверх). Пачка 1 включает в основании горизонт с обилием остатков *Malletia snatolensis* L. Krisht. В обобщенном комплексе установлены *Acila* aff. *gettisburgensis* (Reag.), *Yoldia* (*Portlandella*) *nitida* Slod., *Y.* (*Portlandella*) *cerussata* Slod., *Y.* (*Portlandella*) *scapha* Yok., *Malletia snatolensis* L. Krisht., *M.* aff. *korniana* L. Krisht., *Venericardia* aff. *tokunagai* Yok., *V.* aff. *ezoensis* Tak., *Thyasira* ex gr. *smekhovi* Kog., *Th. smekhovi* Kog. var. *kriljonensis* L. Krisht., *Th. cf. clarki* L. Krisht., *Laternula korniana* L. Krisht., *Periploma kariboensis* L. Krisht., *Trominina japonica* Tak., *T. ezoana* (Tak.), *Neptunea* cf. *shoroensis* Mat., *Ancistrolepis* cf. *bicordata* Hatai et Koike, *Solariella ohotensis* L. Krisht., *Volsella* aff. *kirkeensis* Clark, *Turritella tokunagai* Yok., *Scaphander* cf. *alaskensis*.

Пачка 2 начинается Алугинским горизонтом с многочисленными конкрециями, в числе которых встречаются геннойши. Фаунистический комплекс: *Acila* aff. *gettisburgensis*, *A.* cf. *sinnaensis* L. Krisht., *Yoldia* (*Portlandella*) *nitida*, *Y.* (*Portlandella*) aff. *watasei*, *Y.* (*Yoldia*) *longissima* Slod., *Y.* *laudabilis* Yok., *Y.* *gretschischkini* L. Krisht., *Y.* *tigilensis* Slod., *Malletia korniana*, *M.* *praekorniana* L. Krisht., *M.* ex gr. *inermis* (Yok.), *Cardita amaninensis* L. Krisht., *Venericardia* aff. *ezoensis*, *Corbicula sakhalinensis* Suzuki, *Thyasira* aff. *tigiliana* L. Krisht., *Th.* ex gr. *bisecta* Conr., *Th. smekhovi*, *Nemocardium ezoense* Tak., *N.* cf. *iwakiense* Mak., *N.* aff. *karaftoense* L. Krisht., *Solemya ventricosa* (Conr.), *Laternula korniana* L. Krisht., *Periploma kariboensis*, *Trominina japonica*, *Machaeoplax eox* (Hiroyama), *Neptunea* aff. *ezoana* Tak., *Ancistrolepis* cf. *bicordata*, *N.* cf. *vinjukovi* L. Krisht., *Turricula?* *washingtonensis* (Weav.), *Psephaea antiquiar* Tak., *Scaphander alaskensis*, *Mitra* cf. *boraensis* Laut.

Пачка 3 охарактеризована следующим комплексом: *Yoldia* (*Yoldia*) *longissima*, *Y. sagittaria* Yok., *Y. (Portlandella) scapha* Yok., *Y. (Portlandella) cerussata*, *Y. djakovi* Slod., *Malletia inermis*, *Pododesmus* cf. *schmidti* L. Krisht., *Modiolus* cf. *matschgarensis* Mak., *Botula* cf. *tumiensis* L. Krisht., *Cardita amaninensis*, *Venericardia* aff. *tokunagai* Yok., *Thyasira* cf. *disjuncta* (Gabe) var. *ochotica* L. Krisht., *Th. ex gr. smekhovi*, *Th. smekhovi* var. *kriljonensis*, *Nemocardium karaftoense*, *Clinocardium* cf. *matschgarensis* (Mak.), *C. cf. asagaiense* (Mak.), *C. esutoruense* (L. Krisht.), *Laternula* aff. *besshoensis* (Yok.), *Laternula* cf. *korniana*, *Periploma kariboensis*, *Trichotropis* cf. *vinjukovi* L. Krisht., *Ancistrolepis* aff. *tricolorata* Nom. and Onis., *A. bicordata* *Bathybembix sakhalinensis* (Tak.), *Psephaea olutorskiensis* L. Krisht., *Turricula sakhalinensis* Tak., *Turritella ezutoruensis* L. Krisht.

Фауна алугинской свиты отличается от предшествовавшей исчезновением рода *Variamussium*¹ и таких характерных эоценовых форм, как *Nuculana* cf. *hennibali* и *Lima twinensis*. Сохраняется, однако, ряд форм из килакирунской свиты и из позднеснатольских и ковачинских отложений Западной Камчатки: *Yoldia ex gr. watasei*, *Y. longissima*, *Malletia korniana*, *M. praekorniana*, *M. snatolensis*, *Venericardia* aff. *ezoensis*, *Periploma kariboensis*, *Laternula korniana*, *Scaphander alaskensis* и др.

В верхней пачке большая их часть исчезает. Наблюдается заметное увеличение разнообразия видов *Yoldia*, в основном подрода *Portlandella*, процветание представителей родов *Acila*, *Malletia*, *Venericardia*, *Thyasira*, *Nemocardium*, *Clinocardium*, *Periploma*, *Ancistrolepis*, *Tromina*, *Neptunea*, часть из которых появилась еще в верхах снатольской свиты. Ю. Б. Гладенков (1971), характеризуя изменение состава рода *Yoldia* в трех пачках (или подсвитах) алугинской свиты, отмечает для нижней изобилие *Y. watasei* (объем этого вида понимается Гладенковым шире, чем предыдущими исследователями), *Y. nitida*, *Y. longissima*; для средней — постепенное исчезновение *Y. watasei*, при возрастающей изменчивости этого вида; для верхней — исчезновение *Y. watasei* и высокая степень изменчивости *Y. longissima*, *Y. nitida*.

Таким образом, фауна алугинской свиты, с одной стороны, теряет наиболее характерные для эоцена виды, с другой — сохраняет еще многие, особенно позднеэоценовые, формы, постепенное исчезновение которых и расцвет ряда новых родов приводит к существенному обновлению ее состава в верхах свиты. Исходя из этого, можно полагать, что вся алугинская свита относится к олигоцену, а выделенные В. И. Голяковым подсвиты условно соответствуют нижнему, среднему и верхнему подотделам олигоцена.

Ю. Б. Гладенков, сравнивая изменение состава иолдий в разрезах Ильпинского полуострова, о. Карагинского и Западной Камчатки, отмечает вероятность корреляции нижней алугинской подсвиты с низами ильхатунской свиты и с аманинской свитой; средней алугинской подсвиты с верхней частью ильхатунской свиты и с нижней частью гахкинской свиты (I—IV подсвиты по Охинской схеме, Решения..., 1971); верхней алугинской подсвиты — с горизонтом «песчаников с *Laternula*» и с верхней частью гахкинской свиты (V—VI подсвиты Охинской схемы). Развита в районе бухты Подкагерной ратэгинская свита, параллелизуемая В. И. Голяковым с алугинской свитой, также делится на три подсвиты (Геология СССР, т. XXXI). Однако фауна ратэгинской свиты представлена главным образом мелководными формами (фауна с *Rargidea haggmani*). Трудно сказать, соответствуют ли они трем подсвитам алугинской свиты или какой-то ее части. Последнее не исключено, поскольку в районе бухты Подкагерной и севернее в послекинкильское

¹ Указания на нахождение *Variamussium* в олигоценовых отложениях других районов встречаются редко и, как правило, это единичные, плохо сохранившиеся экземпляры.

(послеснатольское) время намечаются общее поднятие, значительная дифференциация палеогеографических условий, наблюдаются стратиграфические перерывы различной длительности на разных стратиграфических уровнях олигоцена и неогена. Так, в бассейне р. Подкагерной выше снатольской свиты и ее аналогов, кинкильской и иргирнинской свит (разрез у м. Божедомова), содержащих типичную эоценовую флору, картируется несогласно залегающая на кинкильских эффузивах угленосная «иргирнинская» свита с базальными конгломератами в основании. Она согласно перекрывается, а возможно, частично замещается (?) морскими отложениями ратэгинской свиты, также несогласно залегающими на кинкильских эффузивах (Геология СССР, т. XXX). Флора этой угленосной свиты представляет уже типично олигоценовую флору. Поскольку на этой площади не установлено морских фаций ковачинской серии, можно полагать, что здесь на послеснатольское (послекинкильское) время приходится перерыв в осадконакоплении. Упомянутая угленосная свита скорее всего соответствует раннеалугинскому времени.

Отложения с алугинской фауной, родственной фауне мачигарского и холмского горизонтов о. Сахалина, весьма широко распространены в пределах Камчатки, что, по-видимому, свидетельствует о расширении связей между Западно- и Восточно-Камчатскими бассейнами в это время, а также о более открытом сообщении их с бассейнами Курильских островов, о. Сахалина и Японии. Вместе с тем во многих районах Камчатки на раннеалугинское время приходился, очевидно, перерыв в осадконакоплении и здесь отсутствуют типичные раннеолигоценовые комплексы. Нередко олигоценовые и раннемиоценовые отложения представляют единую формацию. Характеристики этих толщ мы коснемся после рассмотрения миоцена северо-востока Камчатки, где олигоценовые и миоценовые разрезы представлены весьма полно и в различных фациях, так что сопоставление с ними дает основу для корреляции многих континентальных и морских свит.

Подводя итог характеристике палеогеновых отложений Камчатки, отметим следующие основные моменты:

1) Граница между поздним палеоценом и ранним эоценом проводится в основании ильпинской серии по смене комплексов планктонных фораминифер. 2) Граница среднего и верхнего эоцена проводится условно по подошве лапареламского горизонта килакирнунской свиты ильпинской серии. 3) Граница позднего эоцена и раннего олигоцена проводится условно в основании алугинской свиты ильпинской серии. 4) Подсвиты (пачки) алугинской свиты могут соответствовать нижнему, среднему и верхнему олигоцену. 5) Граница олигоцена и раннего миоцена проводится условно в кровле алугинской свиты.

Миоцен. Неогеновые отложения Ильпинского п-ова не составляют непрерывного разреза, в связи с чем при рассмотрении этого этапа в данном районе приходится опираться на корреляцию трех близко расположенных разрезов: на п-ове Ильпинском, в заливе Корфа и на о. Карагинском.

Выше алугинской свиты на Ильпинском п-ове залегают морские отложения, относимые к пахачинской свите и отделяемые от ильпинской серии главным образом по литологическим признакам. Отсутствие стратотипа пахачинской свиты в районе, где она впервые была выделена (бассейн р. Пахачи, побережье Олюторского залива), делает расплывчатыми и неоднозначными представления о границах этого подразделения. В стратотипическом районе к ней относятся отложения, включающие элементы фауны верхов ильпинской серии, а также слои с фауной явно более молодого облика. В районе залива Корфа А. И. Челебаевой и Ю. С. Салиным была описана довольно мощная толща морских отложений (около 1500 м), залегающих выше фаунистически охаракте-

ризванной алугинской («лапареламской») свиты, в которой выделены две свиты, содержащие различные фаунистические комплексы, хотя и преемственно связанные. Было предложено объединять их в пахачинскую серию (Челебаева, 1971а). Нижняя из них, охончевая свита, включает некоторые формы верхнеалугинской фауны (*Papyridea matschigarica* и др.), окончательно исчезающие в средней части успенской свиты. Верхи последней ранее описывались под названием свиты Японских камней и свиты мыса Окно (Челебаева и др., 1966). Мелководные фации верхней части успенской свиты были известны значительно раньше в качестве ежового горизонта (Преображенский, 1933). Разрез успенской свиты заканчивается лагунными отложениями с пластами углей, с обилием пирокластического материала и короткими пластами эффузивов. Венчается свита мощным покровом андезитов (около 100 м). Фауна успенской свиты близка с фауной кулувенской и ильинской свит западной Камчатки. По сходству этих камчатских фаун с фауной формации Кадоносавы Японии можно предполагать, что заключающие их отложения соответствуют верхам нижнего — низам среднего миоцена европейской шкалы (Ikebe et al., 1972; Синельникова, 1968; Челебаева, 1971а). Исходя из этого возраст охончевая свита и успенской свит, по видимому, следует рассматривать в пределах нижнего миоцена (аквитанского и бурдигальского ярусов европейской шкалы). К началу среднего миоцена могут относиться ежовый горизонт и венчающая его эффузивная часть пахачинской серии. Перерыв в осадконакоплении и залегающие выше отложения низов медвежьи свиты континентальной корфской серии соответствуют верхней части среднего миоцена. Среднемиоценовый возраст нижнемедвежьи слоев устанавливается по ископаемой флоре. Возраст верхней части корфской серии (верхи медвежьи свиты и классическая свита) по флоре и спорово-пыльцевым спектрам относятся к верхнему миоцену (ориентировочно мессинский ярус европейской шкалы) (Челебаева, 1971а, б).

На полуострове Ильинском сплошных разрезов пахачинской серии не описано, однако, судя по материалам В. И. Голякова (1966) и Д. С. Несвита (1968), здесь присутствуют отложения обеих свит, выделенных в Корфе. Успенской свите соответствует «ильинская свита» В. И. Голякова. Верхние ее горизонты выделены Д. С. Несвитом и И. Г. Прониной (1968) в «верхнепахачинскую подсвиту», мелководная фауна которой включает основные элементы фауны ежового горизонта: *Dosinia*, *Anadara* и др. Как и в заливе Корфа, в верхах успенской свиты здесь наблюдается начало вулканической активности и терригенные фации замещаются эффузивно-пирокластическими. Замещение не описано, но оно явствует из материалов В. И. Голякова: выше «ильинской свиты» залегают андезиты и андезитобазальты с прослоями осадочных образований, отнесенные этим исследователем к корфской свите. В осадочно-пирокластических фациях этой толщи встречаются характерные для ежового горизонта формы: *Arca devincta* (Conrad), *Acila cobboldiae* (Sow), *Pecten*, *Macoma* cf. *calcareo* (gm.), *M. echabiensis* Slod. и др., а также морские ежи. Вулканогенная толща имеет здесь значительную мощность (600—700 м). Абсолютный возраст андезитов — 15 млн. лет, а интрузии диоритов, прорывающей нижние горизонты данного комплекса в верховье реки Луэрвая, — 14 млн. лет¹. Это совпадает с относительной датировкой андезитов ежового горизонта в заливе Корфа. Вулканогенная толща завершает разрез пахачинской серии п-ова Ильинского.

Выше, как и в заливе Корфа, залегает серия континентальных флороносных осадков, относимых В. И. Голяковым к эрмановской свите,

¹ Данные приведены В. И. Голяковым в 1968 г. по определениям Л. В. Фирсова.

Однако по приведенным им спискам ископаемой флоры (Голяков, 1966, и др.) видно, что низы этой серии соответствуют нижнемедвежинской подсвите корфской серии залива Корфа (среднемиоценовая теплоумеренная флора с *Thuja*, *Fagus antipovii* Heer, *Acer* и пр.). В отдельных обнажениях обнаружены спорово-пыльцевые спектры более молодой флоры. По-видимому, отложения среднего и верхнего миоцена имели здесь небольшую мощность и были сильно размыты впоследствии.

Аналогичное строение имеет пахачинская серия в верховьях р. Пахачи. По данным А. Г. Погожева и Ю. М. Резник в 1964 г., мощность ее здесь около 1600 м; представлена она осадочными и вулканогенными образованиями, развитыми в верхней части разреза. Морские отложения с фауной (*Mastra* cf. *albaria*, *Yoldia* aff. *nabiliana*, *Polinices galianoï*, *Liocyma* ex gr. *furtiva*) переслаиваются с эффузивами. Мощность вулканогенной части разреза 300—350 м. Отложения перекрываются с угловым несогласием континентальной корфской серией. Весьма вероятно, что к верхам пахачинской серии относится вулканогенная увгилская свита (андезиты, базальты, туфолавы, вулканические брекчии, туфы и туфопесчаники, часто с остатками моллюсков плохой сохранности), полные разрезы которой известны на горах Увгил, Маллер, Атава.

На о. Карагинском низам пахачинской серии соответствует, видимо, пестроцветная свита, залегающая на свите песчаников с *Laternula*, коррелируемой Ю. Б. Гладенковым (1972) с верхами алугинской свиты. По фациально-литологическим особенностям пестроцветная свита почти в деталях соответствует охончеваямской свите залива Корфа: характерны пачки флиша, практически лишенные макроостатков органики, следы подводнооползневых дислокаций, прослой пудинговых песчаников и кремнистых туфов. Последние содержат мелкие неокатанные обломки базальтов и водяно-прозрачного кварца. Однако мощность пестроцветной свиты много меньше, чем охончеваямской. Бросается в глаза также резкая смена фаун на границе пестроцветной свиты и свиты мыса Плоского (Гладенков, 1972), тогда как в корфском разрезе изменение фауны в охончеваямской и успенской свитах происходит весьма постепенно. По-видимому, это объясняется стратиграфическим перерывом между пестроцветной свитой и свитой мыса Плоского, тем более что последняя залегает с размывом и угловым несогласием на подстилающих отложениях. В корфском разрезе этому перерыву соответствует появление многочисленных пластов конгломератов и гравелитов в охончеваямской свите и мощных пачек конгломератов в успенской свите. Не исключено, что на границе охончеваямской и успенской свит наблюдались местные перерывы в осадконакоплении.

Нижняя часть свиты мыса Плоского, по всей вероятности, соответствует верхам успенской свиты: оба разреза представлены мелководными фациями с широким развитием биоценозов с *Tellina pulchra* Slod. и с *Mya karaginskiensis* Khark., с горизонтами генной ш. Корреляция подтверждается сходством состава пирокластического материала этих отложений (коричневатые туфы с обломками черного вулканического стекла и белой волокнистой пемзы), а также массовым развитием в ежовом горизонте неритических видов диатомовых водорослей, характерных для среднемиоценового комплекса свиты мыса Плоского (Гладенков, Музылев, 1972): *Stephanopyxis schenckii* Kanaja (оценка обилия 5—6), *Goniotecium tenuis* Brun. (оценки обилия 4), с участием *Pterotheca* sp. и *Rhizolenia* sp. Наличие пластов пемзовых и кристалло-литокластических базальтовых туфов в свите мыса Плоского соответствует представлению о параллелизации ее с вулканогенной частью пахачинской серии. «Скользящий» стратиграфический перерыв в разрезах залива Корфа и о. Карагинского может указывать на блоковый характер тектонических движений в этом районе. Сопоставление свиты мыса Плоского Гладенковым

и Музылевым со средним миоценом формации Оннагава Японии по комплексу диатомовых водорослей в общем не уточняет имевшиеся датировки, поскольку как на Камчатке, так и на п-ове Ога (Koizumi, 1968) отсутствуют данные о точном положении нижней границы этого комплекса относительно зон планктонных фораминифер. На Западной Камчатке характерные элементы комплекса известны в вивентекской, кулувенской и ильинской свитах.

Таким образом, на о. Карагинском к пахачинской серии относятся пестроцветная свита и нижняя часть свиты мыса Плоского. Верхняя часть последней и среднемиоценовый горизонт юньюньваямской свиты соответствуют, вероятно, частично перерыву, а частично низам медвежкинской свиты корфского разреза. Большую часть юньюньваямской свиты, по-видимому, можно сопоставлять с остальной частью медвежжинской свиты, тогда как нижняя часть лимимтенской свиты, очевидно, одновозрастна с классической свитой. Весьма вероятно, что разрыв, отмечаемый в основании лимимтенской свиты, соответствует местным размывам в основании классической свиты корфской серии, которые были связаны с резким понижением базиса эрозии и последующим усилением сноса грубообломочного материала в бассейн континентального осадконакопления. Характер изменения малакофауны подтверждает предполагаемые сопоставления: указанные свиты о. Карагинского включают многие формы, свойственные успенской свите *Yoldia* (*Cnesterium*) *kuluntunensis* (Slod), *Nuculana* ex gr. *majamraphensis*, *Spisula polynyma* Stimp., *Macoma optiva* Yok., тогда как в последней не найдено остатков представителей *Astarte*, составляющих характерный элемент фауны верхней части юньюньваямской и вышележащих свит.

В заливе Корфа и на о. Карагинском имеется наиболее полный разрез миоценовых отложений Восточной Камчатки, представленный морскими и континентальными фациями, и характеризующий нижний, средний и верхний подотделы, ввиду чего он может служить опорным при региональных корреляциях. Корреляция континентальных неогеновых свит Камчатки по ископаемым флорам рассматривалась нами неоднократно (Челебаева, 1969 г., 1971а, 1971б) и здесь обсуждаться не будет (рис. 3). Отметим лишь, что абсолютные датировки верхнепахачинских эффузивов позволяют с большей уверенностью параллелизовать нижне-медвежжинский флористический горизонт с тортонским ярусом Европы, тогда как ранее для него предполагался более широкий интервал — от позднего бурдигала до раннего тортона (Челебаева, 1971а, б). К нижнему миоцену относится, вероятно, флора крутогоровской угленосной свиты Западной Камчатки, а также флора р. Кимитиной, найденная в прибрежно-морских отложениях с фауной, очень близкой к фауне ежового горизонта (с *Dosinia*, *Anadara* и др., коллекция В. М. Гладиковой).

Корреляция восточнокамчатских и западнокамчатских морских неогеновых отложений (как и олигоценовых) не представляет сейчас больших затруднений. Фауна этих разрезов, как выясняется в последнее время, имеет больше сходства, чем различий. Сравнительный анализ неогеновых малакофаун Восточной и Западной Камчатки дан в работах Л. В. Криштофович (1969, 1969а), И. Г. Прониной (1968), Ю. Б. Гладенкова (1971а, 1972). Ю. Б. Гладенков сопоставляет пестроцветную свиту с утхолокской, вивентекской и кулувенской свитами Западной Камчатки. На наш взгляд, на время кулувенской свиты, а возможно и части вивентекской, в разрезе о. Карагинского приходится стратиграфический перерыв. Отложениям же верхов кулувенской свиты, по-видимому, соответствуют низы свиты мыса Плоского. Основная часть разреза свиты мыса Плоского, юньюньваямская свита и низы лимимтенской свиты, вероятно, могут коррелироваться с ильинской, какертской и этолонской свитами кавранской серии.

Возраст в млн. лет	Отдел	Подотдел	Западная Камчатка				Северо-восточная Камчатка		
			Зоны по фораминиферам (по М.А. Середой, 1965)						
			район Круготора, Варовская	Тигильский район	бассейн р. Палам-Подкасерной	Район Рекичик-ской губы	Ильинский п-ов	зр. Майни-кавинский, бассейн реки Паззачи	залив Корфа
1	2	3	4	5	6	7			
4	Плиоцен	верхний		Исть-Тигильская свита 20-150	?				
		нижний	Земановская свита 500	Земановская свита 200-400	Вулканогенно-осадочная толща р. Пустой до 400	Верхневузский свиты		?	
15	Мiocен	верхний							
		средний	Кавказская серия ~700	Этлонская свита 300-700	?	?	Карская свита ~1000	Карская серия ~500	
		нижний		Ильинская свита 600	Магистральная свита 1000	Этлонская свита 900		Восточная серия ~500	
36	Оligоцен	верхний							
		средний	Восточная серия ~500	Крутогорская свита 350	Крутогорская свита 350	Ильинская свита 600	Ильинская свита 600	Земановская свита 1500	Смоловская свита 600
		нижний		Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
60	Эоцен	верхний		Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
		средний	Зона Globigerina pseudoeozana contracta.	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
		нижний	Зона Globigerina boweri.	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
			Зона Globigerina inaequispira globigerinella voluta	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
60	Палеоцен	верхний	Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
		нижний	Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
			Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
			Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
Данский	Палеоцен	верхний	Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
		нижний	Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
			Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500
			Зона Globigerina nama-Acarinina triplex	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500	Восточная серия ~500

Рис. 3. Корреляционная схема морских и континентальных свит кайнозоя Камчатки
Составлена А. И. Челебаевой, А. Е. Шанцером. ФМ — находки фораминифер; 30-100 — мощности подразделений в метрах. Использованы материалы геологов и палеонтологов КТУ, ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, НИИГА, СВГУ, САХКНИИ, ГИН АН СССР.

[illegible]

Олигоценовые-миоценовые отложения алугинского и начала пахачинского времени широко распространены в пределах Восточной Камчатки, образуя мощную туфогенно-флишевую формацию, охарактеризованную однотипной малакофауной, которая большинством палеонтологов сопоставляется с фауной мацигарского, холмского и сахалинского горизонтов о. Сахалина. Сюда относятся усть-камчатская серия, раки-тинская свита и тюшевская серия, осиповская серия, кагнисинская свита, вилючинская и паратунская свиты. На эоценовых и более древних отложениях эта формация залегает с перерывом; стратиграфический объем ее, видимо, не везде строго одинаков.

В Усть-Камчатском районе олигоценовые-раннемиоценовые отложения представлены усть-камчатской серией (Храмов, Салин, 1966). Малакофауна этой серии имеет много общего с одновозрастной фауной района п-ова Озерного и о. Карагинского, включая весьма характерный комплекс с *Y. watasei*, *Y. nitida*, *Nuculana crassatelloides*, *Malletia* sp., *Tromipina onpaica* (Yok.), *Macoma simizuensis*, *Thyasira* ex gr. *bisecta* и др. Примечательно, что указанная выше фауна с очень небольшими вариациями в составе прослеживается в отложениях Сахалина, в Южно-Быстринском хребте Камчатки и в бассейне нижнего течения р. Пахачи.

В Кроноцком районе отложения этого возраста отличаются большой фациальной пестротой как по простиранию, так и в разрезе, что может быть следствием сложного рельефа дна бассейна. Для этого разреза характерны как глубоководные, так и мелководные ассоциации. Фауна отличается значительным своеобразием, проявляющимся как в более длительном переживании некоторых эоценовых видов (*Solemya dalli*), так и в наличии эндемичных видов. По литологическим и фаунистическим критериям выделяемые здесь раки-тинская свита и тюшевская серия практически идентифицируются А. С. Арсановым и М. Н. Шапиро с усть-камчатской серией. Очень близка к раки-тинскому-тюшевскому комплексу характеристика осиповской серии хр. Валагинского, для которой в еще большей степени свойственна фациальная изменчивость по простиранию и по разрезу (Цикунов и др., 1966).

В Южной Камчатке этой формации коррелятны, по-видимому, вилючинская и паратунская свиты (разрезы Южно-Быстринского хребта), хотя низы разреза здесь захватывают и более низкие горизонты олигоцена (слои с *Mya grewingkii*), местами и верхний эоцен — слои с *Varia-mussium pillarensis* (Геология СССР, т. XXXI). Верхняя граница толщи, на наш взгляд, вероятнее всего, соответствует верхней границе пахачинской серии (разрез по р. Тахколог; Гладенков, 1964).

С раннеалугинским временем следует связывать отложения, развитые на западном склоне хр. Ганальского в бассейнах рек Вактан Малкинский, Вактан Ганальский и в бассейне р. Кагнисин на юге Срединного хребта. Отложения эти, называемые кагнисинской, вактанской и крапивинской свитами, содержат характерные элементы раннемацигарской фауны: *Mya grewingkii* Mak., *Cardium asagaiense* Mak., *Papyridea matchigara* Khom. и др., отличаясь от одновозрастных толщ большинства рассмотренных районов Камчатки значительным фаунистическим эндемизмом, присутствием большого количества элементов малакофаун Японии.

В большей части перечисленных районов Восточной Камчатки на конец раннего миоцена приходится перерыв в осадконакоплении. Корреляция более молодых свит с разрезом о. Карагинского довольно условна в связи с однообразием средне-верхнемиоценовой малакофауны и недостаточной изученностью микроорганизмов. По имеющимся материалам, выделяемые в Усть-Камчатском и Кроноцком районах валентиновская и высокогорская свиты могут располагаться в интервале верхов пахачинской серии и корфской серии. Сопоставление их с разрезом о. Карагин-

ского принято нами по А. С. Арсанову и М. Н. Шапиро. Очевидно, близкое стратиграфическое положение занимает и толща с *Masoma astori* Dall, описанная Б. К. Слядневым на п-ове Озерном в 1969 г.

Вулканогенно-осадочная толща, видимо коррелятная с верхнепахачинской, развита в бассейнах рек Тымлат, Карага, Дранка, Панкара, где она включает прибрежно-морские и континентальные фации, охарактеризованные фауной, сходной с фауной успенской свиты или флорой раннемиоценового облика (флора р. Лылагинваям). Эта толща несогласно залегает на мощной туфогенно-терригенной толще с пачками флишoidalного строения, которая, судя по заключенной в ней фауне, соответствует большей части ильпинской серии (Геология СССР, т. XXXI).

В Центральной Камчатке ниже-среднемиоценовые отложения распространены локально. К ним относятся толща р. Кимитиной, континентальная туфогенная кававлинская свита бассейна р. Быстрой и, возможно, отложения, относимые к этолонской свите на р. Еловке (Двали, 1955; Гладенков, 1966; Криштофович, 1969а). Последние литологически очень сходны со среднемиоценовой кававлинской свитой и могут представлять прибрежно-морские фации какой-то ее части. В разрезе Западной Камчатки они скорее всего соответствуют более низким горизонтам кавранской серии, чем этолонской свите. Основанием к такому выводу послужили находки многочисленных отпечатков крупных листьев *Pterocarya kamtschatica* (Krysht.) Cheleb., сделанные Ю. Б. Гладенковым в этолонской свите р. Еловки (определения А. И. Челебаевой). Этот вид процветал в нижнемедвежьиинской подсвите корфской серии и в кававлинской свите. Таким образом, стратиграфическое положение этолонской свиты р. Еловки пока нельзя считать выясненным окончательно. Ю. Б. Гладенков (1966) высказывает мысль о широком распространении «однообразных» морских образований в пределах Центральной Камчатки и на востоке Западно-Камчатского прогиба. Однако указанная им свита в бассейне рек Тигиля и Седанки вместе с фауной типа этолонской содержит флору, типичную для кававлинской свиты (слон с *Fagus antipovii*). С другой стороны, фауна из отложений на реках Белой, Крюки, Сехлун происходит из свиты с богатой раннеплиоценовой флорой (кахтунская свита), что доказано работами В. С. Шеймовича и М. Г. Валова (Шеймович, Валов, 1972). Следовательно, сопоставлявшиеся Ю. Б. Гладенковым морские отложения разновозрастны. Более того, они разделены значительным стратиграфическим перерывом.

Трудность расчленения миоценовых мелководных отложений по макрофауне прекрасно иллюстрируется разрезом Рекиникской губы. А. Д. Деятелиной в 1958 г. описана здесь кавранская серия, подразделенная на три части, которые параллелизовались ею с ильинской, кертской и этолонской свитами. При некоторых различиях фауны этих трех пачек замечательно, что все они содержат элементы, типичные для кулувенской и ильинской свит Тигильского района. В верхних слоях этой толщи В. С. Шешуковой-Порецкой (1967) установлен комплекс диатомовых водорослей, характерный для среднемиоценовых отложений свиты м. Плоского и ежового горизонта северо-восточной Камчатки.

Следует отметить, что если в разрезах нижнего и среднего миоцена во многих районах Камчатки, особенно Восточной и Центральной, наблюдается прерывистость морского осадконакопления, то на верхний миоцен или значительную его часть приходится стратиграфический перерыв регионального значения. Непрерывный разрез морских отложений верхней половины миоцена и нижнего плиоцена известен, пожалуй, только на о. Карагинском. В заливе Корфа в континентальных фациях представлен несколько меньший интервал среднего и верхнего миоцена. Коррелятные верхнему миоцену этих разрезов отложения встречаются

главным образом в южной половине Западной Камчатки: это, вероятно, верхняя часть морских слоев этолонской свиты и континентальные фации этой свиты, известные в последнее время под названием «нижнеэрмановской подсвиты» (Гептнер и др., 1966).

Как видно из строения разрезов верхней части кавранской серии в Каврано-Утхолокской бухте (вблизи устья р. Хейсливеем) и вблизи устья р. Этолоны (м. Непропуск), этолонская свита переходит в лигнитоносные субконтинентальные слои «нижнеэрмановской подсвиты» постепенно. При этом в низках ее отмечаются еще прослои с морской фауной, которая в более высоких горизонтах приобретает угнетенный облик (Гептнер и др., 1966; Гептнер, 1968; Синельникова и др., 1971; Гладенков и др., 1972). Несмотря на это, фауна «нижнеэрмановской подсвиты» сохраняет близкое сходство с этолонской и рассматривается В. Н. Синельниковой как миоценовая. Ископаемая флора, собранная из этого горизонта и определенная Л. И. Фотьяновой (Синельникова, Друшиц, 1971), дает основание сопоставлять его с нижней частью классической свиты корфской серии, относимой нами к верхнему миоцену. С этим согласуются данные о характере спорово-пыльцевых спектров и комплексов диатомовых водорослей «нижнеэрмановской» подсвиты, которые практически не отличаются от таковых этолонской свиты. Все это убеждает в том, что «нижнеэрмановская подсвита» представляет верхнюю часть единого регрессивного цикла этолонской свиты, отделение которой от последней носит искусственный характер. По всей вероятности, континентальные фации верхов этолонской свиты не охватывают весь объем верхнего миоцена, так как залегающие выше отложения нижнеплиоценовой «верхнеэрмановской подсвиты» резко отличаются от последних по своей биохарактеристике, что говорит о разделяющем их стратиграфическом перерыве.

Плиоцен. На большей части территории Камчатки раннеплиоценовые отложения залегают с размывом и угловым несогласием на более древних образованиях. Исключение, как уже отмечалось, составляет разрез о. Карагинского (Гладенков, 1972). По нашим представлениям, в основном совпадающим с представлениями Ю. Б. Гладенкова, к нижнему плиоцену здесь относится верхняя часть лимимтенской свиты и усть-лимимтенская свита. Особенность малакофауны этого времени составляет появление элементов арктобореальной фауны (виды *Astarte*, бореальные *Ylodia* и др.), носившее характер постепенного «вторжения», начавшегося еще, видимо, в конце верхнего миоцена. Так, в верхах юнь-юньваямской и в лимимтенской свитах редкие *Astarte* sp. отмечаются еще на фоне достаточно теплолюбивого комплекса, унаследованного от предшествующей эпохи, тогда как в усть-лимимтенской свите этот род представлен уже несколькими видами, составляющими основу комплекса. Не исключено, что усть-лимимтенская свита захватывает и более поздние этапы плиоцена. Основанием к помещению ее в нижний плиоцен является согласное залегание на лимимтенской свите, вместе с которой она подверглась дислокации. Время проявления последних значительных дислокаций мы относим к границе нижнего и верхнего плиоцена, что до некоторой степени условно.

На Восточной Камчатке морские отложения плиоцена представлены, по-видимому, частью ольховской свиты (Усть-Камчатский район). Судя по обширному списку фауны, определенной Г. П. Борзуновой (Беспалый и др., 1972), эти отложения могут соответствовать нижнему плиоцену и частично началу верхнего плиоцена. По-видимому, началу нижнего плиоцена соответствуют морские фации основания щапинской свиты хр. Тумрок. Основная часть этой свиты, представленная континентальной терригенно-вулканогенной толщей, по ископаемой флоре и спорово-пыльцевым спектрам относится к нижнему плиоцену (Шанцер и др.,

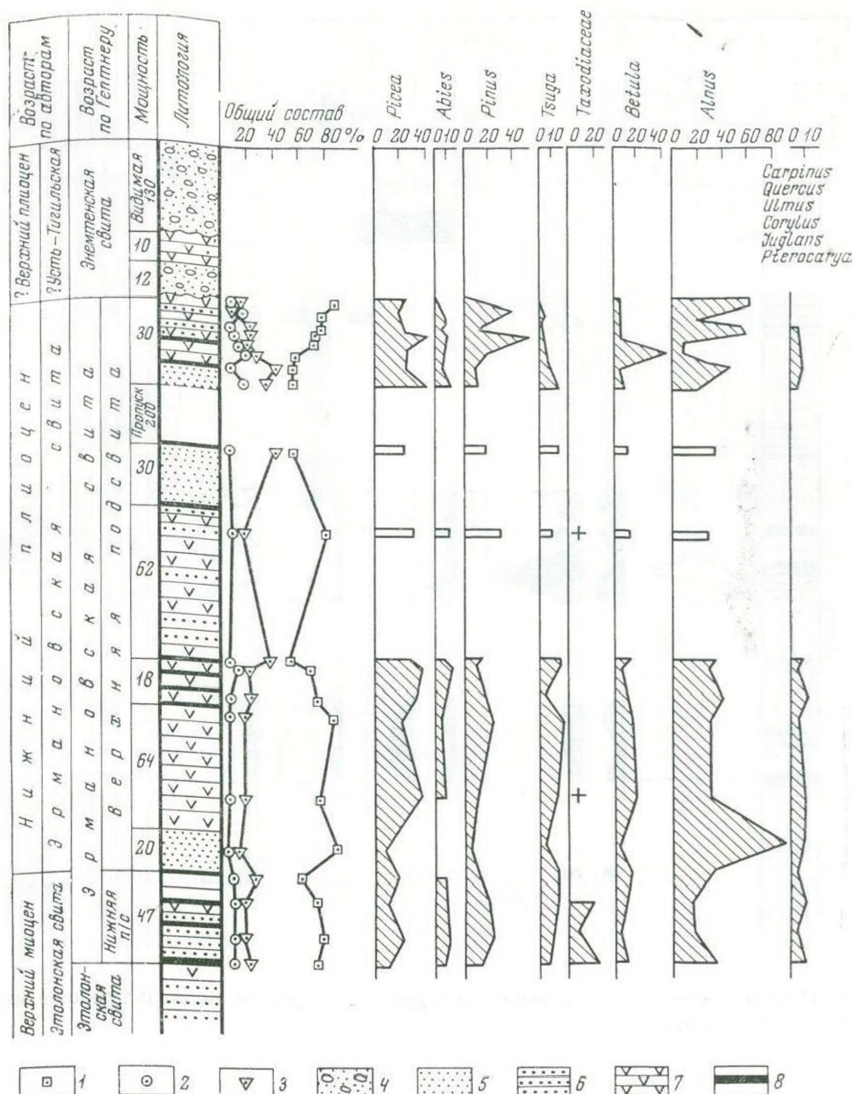


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма эрмановских отложений этолонской синклинали у мыса Непропуск по Л. А. Скиба (Гептнер и др., 1966)

1 — древесные, 2 — травянистые, 3 — споры, 4 — конгломераты и галечники, 5 — пески, 6 — алевролиты, 7 — туффиты, туфы, 8 — угли, лигниты

1969; Челебаева, 1971а, б) ¹. Аналоги щапинской свиты в вулканогенных и терригенно-вулканогенных фациях развиты также на юге Валагинского хребта и в Ганальском, где они охарактеризованы флорой щапинского типа (р. Жупанова, руч. Бенскинг и др.).

В Срединном хребте Камчатки нижнеплиоценовые отложения выделяются в кахтунскую (некоторыми геологами — в эрмановскую) свиту (Челебаева, 1971а, б; Шеймович, Валов, 1972). Свита залегает с размытом и угловым несогласием на среднемиоценовой кававлинской свите и, по-видимому, на более древних отложениях. В осевой части Срединного и Быстринского хребтов она сложена преимущественно континентальными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями, оха-

¹ Абсолютный возраст интрузий, рвущих щапинскую свиту, определяется в $4 \pm 0,2$ млн. лет (Волынец, Шилин, 1965).

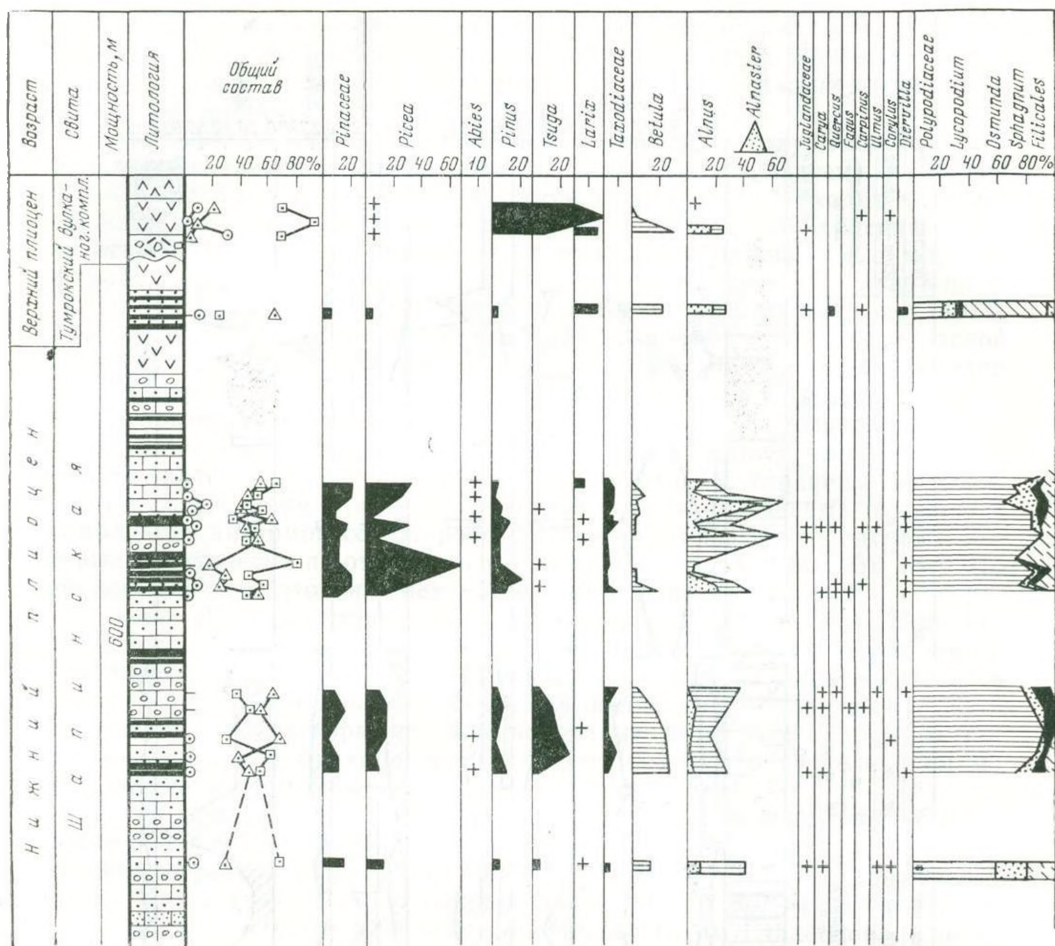


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений шапинской свиты и тумрокского комплекса хребта Тумрок

рактирована флорой, однотипной с флорой шапинской свиты. На восточных склонах хребта континентальные фации постепенно замещаются морскими. Здесь нередко захоронения ископаемой флоры встречаются в одних слоях с остатками моллюсков, которые, по заключению В. М. Гладышовой, Л. И. Ястремской, Г. П. Борзуновой, относятся к плиоцену. На север кактунская свита распространяется в бассейны рек Белая, Двухюрточная, Еловка, сохраняя те же особенности строения и свойственные ей флору и фауну.

На Западной Камчатке к нижнему плиоцену нами относится верхнеэрмановская подсвита. В стратотипическом разрезе кавранской серии в устье р. Этолоны, по данным А. Р. Гептнера (Гептнер и др., 1966), она располагается на размытой поверхности отложений нижнеэрмановской подсвиты, которые мы объединяем с этолонской свитой. В основании верхнеэрмановской подсвиты отмечается появление пачек грубозернистых песчаных отложений (до 30 м мощностью), галек и целых глыб подстилающих пород, кусков обугленных древесных стволов и значительное увеличение пирокластического материала (пласты туфов и туф-фитов).

Для низов разреза характерно также небольшое количество морских форм диатомовых (переотложенных?) и распространение диатомовых

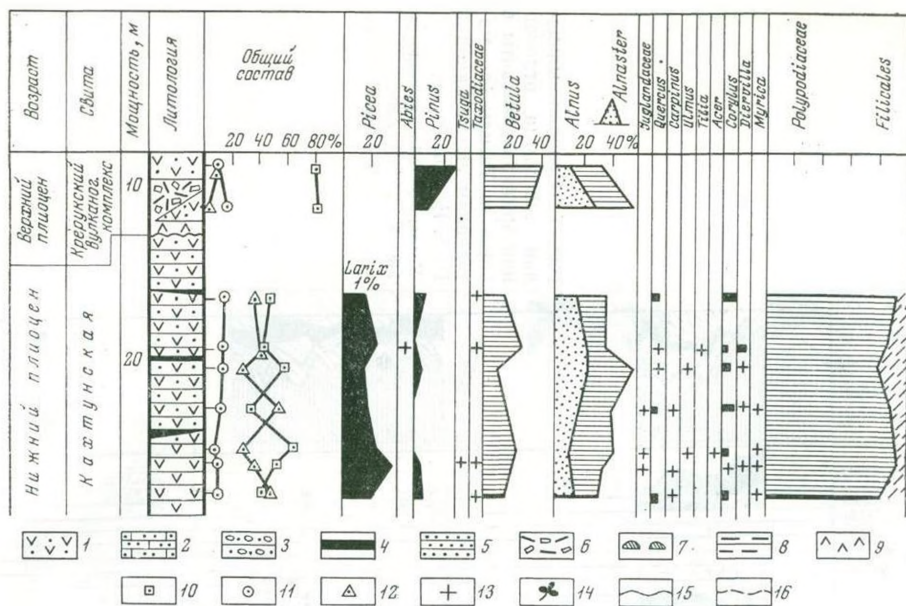


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений кахтунской свиты и крукского комплекса Срединного хребта

Условные обозначения: 1 — туфы, туффыты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — угли, лигниты; 5 — алевролиты; 6 — агломеративные отложения; 7 — сидеритовые конкреции; 8 — алевролиты туфогенные; 9 — лавы; 10 — сумма пыльцы древесно-кустарниковой группы; 11 — сумма пыльцы травянистых и кустарниковых; 12 — сумма спор; 13 — содержание пыльцы 0,5—3%; 14 — отпечатки флоры; 15 — перерыв в осадконакоплении; 16 — условный перерыв в осадконакоплении

комплексов смешанного экологического состава, что весьма свойственно базальной части крупных седиментационных циклов. Диатомовая флора и спорово-пыльцевые спектры отражают значительное обеднение, характерное для плиоцена (рис. 4). Спорово-пыльцевые спектры верхнеэрмановской подсвиты близки таковым из кахтунской и щалинской свит (рис. 5, 6), что является основанием для их корреляции. Стратиграфическое положение и характеристика верхнеэрмановской подсвиты мыса Непропуск, корреляция ее с самостоятельными подразделениями других районов приводят к выводу о самостоятельном значении этого подразделения. Очевидно, целесообразно именно его считать стратотипом эрмановской свиты, тогда как нижнеэрмановская подсвита не имеет к разрезу последней никакого отношения.

В устье р. Тигиль эрмановская свита лежит с размывом на среднемиоценовой ительменской свите, охарактеризованной ископаемой флорой (Челебаева, 1971а, б). Как диатомовые комплексы этого разреза, так и спорово-пыльцевые спектры (рис. 7) показывают соответствие этого разреза стратотипу.

В Каврано-Утхолокской бухте на отложениях континентальной фации этолонской свиты, коррелируемой обычно с нижнеэрмановской подсвитой, с угловым несогласием залегает толща преимущественно морских отложений, относимых до последнего времени к энемтенской свите. Как следует из работ В. Н. Синельниковой (1968, 1969), фауна энемтенской свиты с *Fortipecten kenyoshiensis* (Chinzei) характерна для нижнего плиоцена северо-запада Тихоокеанской области. Таким образом, мы приходим к неизбежному выводу, что как по стратиграфическому положению, так и по возрасту, энемтенская свита Каврано-Утхолокской бухты — стратиграфический аналог собственно эрмановской свиты мыса Непропуск (верхнеэрмановской подсвиты). Сравнение спорово-пыльцевых

[illegible]

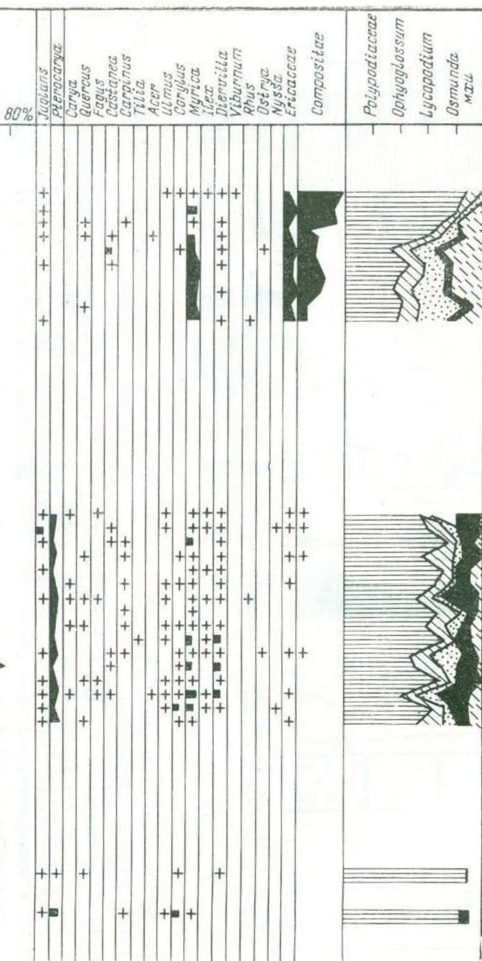
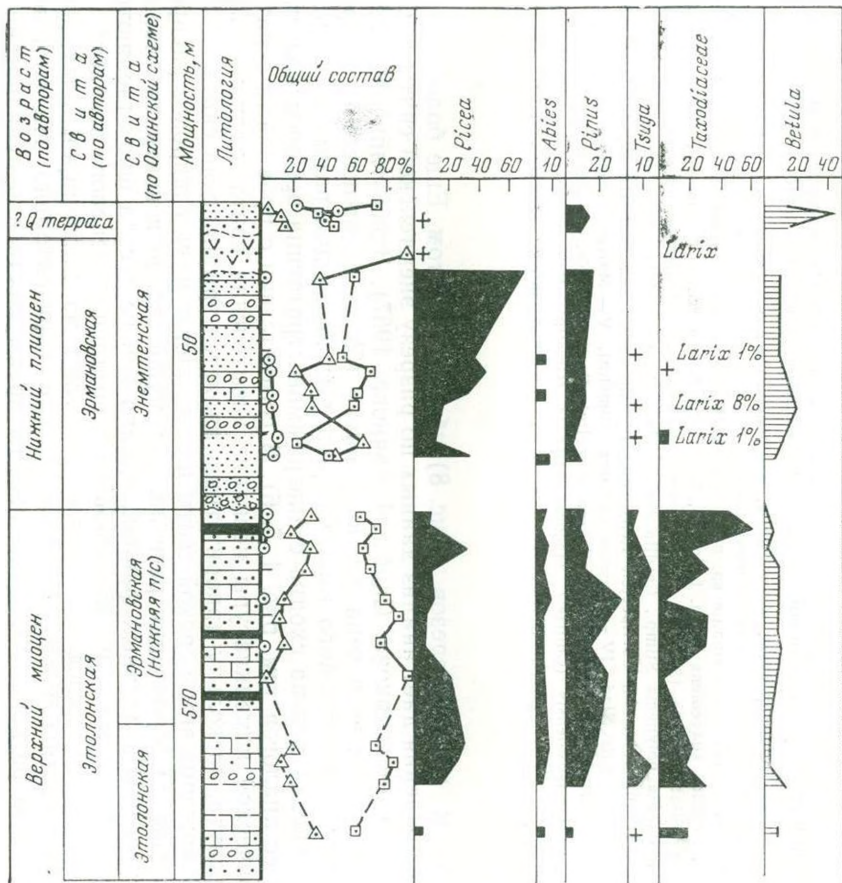


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений эрмановской свиты в устье р. Тигиль (по материалам Л. А. Скиба и И. А. Егоровой)

Условные обозначения см. рис. 6



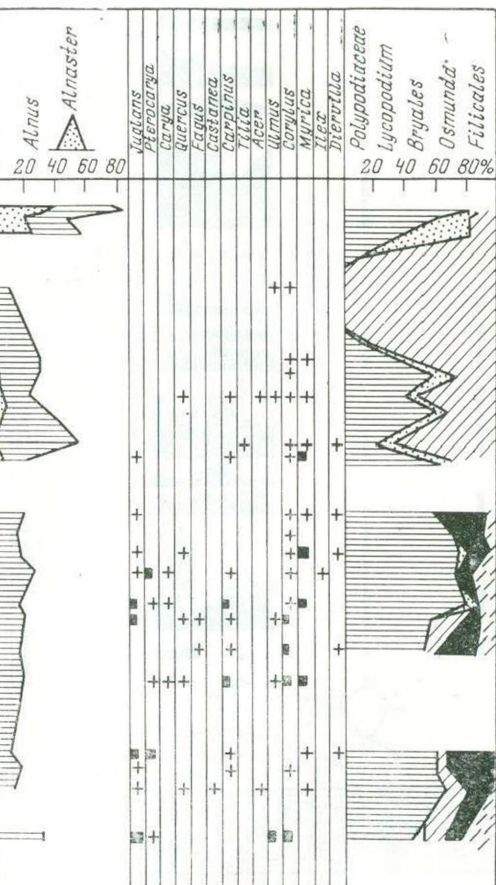


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма поздне-неогеновых отложений Каврано - Утхалакского района (стратотип энем-тенской свиты)

Условные обозначения см. рис. 6

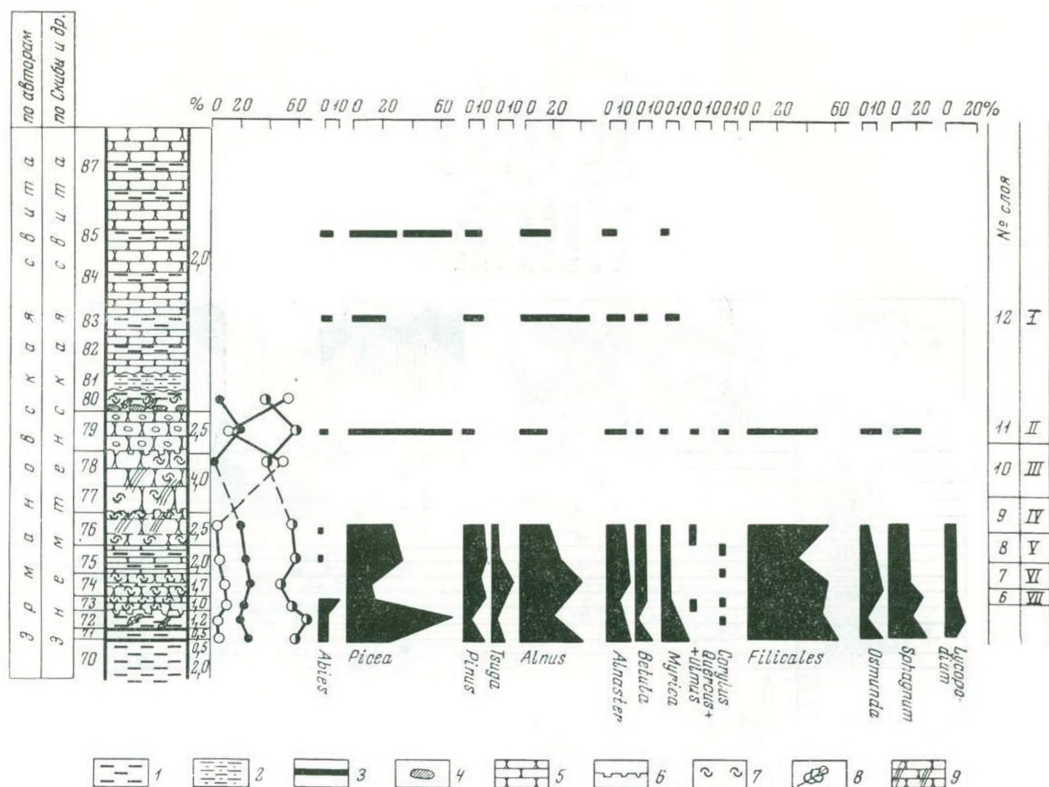


Рис. 9. Приуроченность спорово-пыльцевых спектров, фауны, моллюсков и отпечатков растений к разрезу энемтенской свиты (Синельникова, Скиба, Фотьянова, 1967)

1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — лигниты; 4 — сидеритовые конкреции; 5 — песчаники; 6 — размыты с ходами илоедов; 7 — ракушняки; 8 — отпечатки листовой флоры; 9 — косослонистые песчаники. I — *Matteuccia septentrionale* sp. nov., *Salix sachalinensis* Fr., Schmidt f. fossils, *S. maritima* sp. nov., *Populus suaveolens* Fisch. f. fossils, *Alnus* sp., *Betula* sp., *Viburnum* sp., *Macoma calcarea* (Gmelin), *Siliqua costata* (Say). II — *Fortipecten Kenyoshiensis* (Chinzei), *Mya truncata* L., *Spisula polynema* Stimp., *Cardita crebricostata* Krause, *Joldia* (Cnesterium) *Kuluntunensis* Sl. III — *Tellina lutea* L., *Fortipecten Kenyoshiensis* (Chinzei), *Mya truncata* L., *Joldia* (Cnesterium) *Kuluntunensis* Slod. IV — *Macoma calcarea* (Gmelin). V — *Macoma calcarea* (Gmelin), *watica janthostoma* Desh. VI — *Macoma calcarea* (Gmelin), *Fortipecten Kenyoshiensis* (Chinzei). VII — *Fortipecten Kenyoshiensis* (Chinzei), *Macoma calcarea* (Gmelin), *Macoma inquinata* (Desh), *Mya arenaria* L., *Joldia* (Cnesterium) *Kuluntunensis* Slod., *Neptunea satura* (Martini), *Turritella gretschischkini* Ilyina.

диаграмм этих разрезов (рис. 8) убеждает в этом. Еще более веские подтверждения дает анализ данных по разрезу энемтенской свиты р. Сопочной (Синельникова, Скиба, Фотьянова, 1967). Здесь типичная энемтенская фауна встречается в единой пачке (38 м) с характерной флорой щাপинского-кахтунского типа. Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза (рис. 9) весьма сходна с диаграммой стратотипа эрмановской свиты и ее аналогов (см. рис. 4, 5, 6). В соответствии с правилами стратиграфической номенклатуры название энемтенская свита должно быть отвергнуто, поскольку приоритетным является эрмановская свита.

Отложения эрмановской свиты и ее аналогов имеют широкое распространение на территории региона, преимущественно в континентальных вулканогенно-осадочных фациях; однако они не всегда еще отделяются от вулканогенных толщ миоценового и позднелиоценового возраста.

Верхнелиоценовые отложения залегают на дислоцированных, как правило, нижнелиоценовых практически горизонтально. На большей территории региона они представлены преимущественно вулканогенными

Схема стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений различных районов Камчатки

Возраст		Западная Камчатка, по А. Р. Гептиеру, А. И. Челобаевой	Срединный хребет по Н. В. Огородову, Н. Н. Кожемяке, А. Е. Шанцеру	Центральная Камчатская депрессия, по О. А. Брайцовой, И. В. Мелекесцеву, Н. П. Куприной	Восточная вулканическая зона, по И. В. Мелекесцеву, О. А. Брайцовой, С. Е. Апрелькову, В. С. Шеймовичу, А. Е. Шанцеру	Северная Камчатка, по Е. М. Малаевой
Голецен		Аллювиальные отложения поймы Торфяники	Базальты и андезито-базальты щитовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов ареального типа, мелких стратовулканов	Торфяники, аллювий поймы и низких (до 10 м) аккумулятивных террас р. Камчатки и современных наземных дельт ее притоков	Базальты и андезиты существенно пирокластических стратовулканов; андезиты, дациты и липариты экструзивных куполов; пемзы пирокластических покровов; базальты ареальных излияний	
Плиоцен	Верхний	Q ₃ ^{II} II фаза оледенения	Базальты и андезито-базальты щитовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов ареального типа, мелких существенно лавовых стратовулканов	Ледниковые и флювиогляциальные отложения II фазы последнего оледенения 13—15-метровой террасы р. Камчатки	Базальты ареальных излияний, базальты и андезиты существенно пирокластических стратовулканов	Толща покровных галечников
		Q ₃ ^{Меж} Межстадиал (межледниковье?)	Базальты и андезито-базальты щитовых вулканов и мелких существенно пирокластических стратовулканов	?		
		Q ₃ ^I I фаза оледенения	Ледниковые и водно-ледниковые отложения I фазы последнего оледенения	Ледниковые и водно-ледниковые отложения I фазы последнего оледенения, отложения 20-метровой террасы р. Камчатки	Базальты и андезито-базальты существенно лавовых преимущественно слабо разрушенных стратовулканов	
		Q ₃ ¹ Межледниковая эпоха	Крутоярский горизонт—аллювиально-морские отложения 25—30-метровой террасы	Крутоярские межледниковые отложения—аллювий высоких (70 м, 40 м) погребенных террас р. Камчатки		
	Средний	Q ₂ ^Л Ледниковая эпоха	Листваговский горизонт—морены, аллювиальные и морские отложения 40—60-метровых речных и морских террас	Ледниковые и водно-ледниковые отложения (?)	Ледниковые и водно-ледниковые отложения	Терригино-осадочная толща
		Q ₂ ¹ Межледниковая эпоха	Хайрюзовский горизонт—озерные и аллювиальные отложения 100—200-метровой поверхности	Базальты, андезито-базальты, андезиты существенно лавовых щитовых вулканов	Толща аллювиальных косослонистых песков	
Плиоцен	Нижний	Q ₁ ² Ледниковая эпоха	?	Базальты, андезито-базальты, андезиты реликтов щитовых и щитовых вулканов (комплекс «платоэффузивов»)	Озерные отложения толщи «синих глин»	Платобазальты
		Q ₁ ¹ Доледниковая эпоха			Верхний горизонт	
	Верхний	Усть-тигильская свита	Крерукский вулканогенный комплекс		Базальты и андезито-базальты существенно лавовых преимущественно сильно разрушенных стратовулканов	
			Кахтунская свита		Базальты и андезито-базальты ареальных излияний и щитовых и щитовых вулканов (комплекс «платоэффузивов», иульский комплекс)	
					Тумрокский вулканогенный комплекс	Вулканогенно-осадочная толща
					Щапинская свита	Эрмановская свита

ми толщами: тумрокский комплекс Восточного хребта, крерукский комплекс Срединного хребта и коррелятные им отложения Юго-Восточной Камчатки (Шанцер и др., 1969; Гептнер и др., 1972; Ермаков, Алыпova, Егорова, 1969). На северо-востоке Камчатки к ним, возможно, относится апукская свита, хотя это предположение пока проблематично. Терригенные позднелиоценовые слои в общем выделяются довольно условно, по залеганию выше дислоцированных свит, по относительно обедненному спектру флоры и бореальному характеру малакофауны. На о. Карагинском к верхнему плиоцену, а возможно и к низам четвертичного периода, относится, видимо, тусатуваямская свита, несогласно залегающая на подстилающих отложениях (Петров, Хорева, 1968). На Западной Камчатке к позднему плиоцену мы относим усть-тигильскую свиту (Челебаева, 1971а, б), ранее известную как саликовский горизонт. По положению в разрезе и спорово-пыльцевым спектрам с нею сопоставляются надэрмановские отложения у мыса Непропуск (Гептнер и др., 1966).

Микрофлора позднелиоценовых слоев не отличается заметно от флоры верхних горизонтов эрмановской свиты, что видно из диаграмм. Если исключить самые низы разреза, где возможно наличие переотложенных форм из более древних отложений, в позднелиоценовых слоях отмечаются закономерное обеднение флоры и обогащение ее современными видами, наметившееся еще в верхней части эрмановского времени.

Курильские острова

Стратиграфия кайнозойских отложений Курильских островов в силу широкого развития здесь четвертичных отложений представляет менее благоприятный предмет исследований, чем кайнозой Камчатки. Данные большого коллектива геологов и палеонтологов, изучавших геологию островов, сведены и обобщены в «Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов» (Атлас..., 1972 а, г.). Разработанная авторами этой сводки стратиграфическая и корреляционная схема и принята за основу для наших палеогеографических построений. Датировка свит дана в соответствии с предложенной нами схемой для Камчатки (табл. 2).

На о. Парамушир наиболее древние отложения представлены среднепарамуширской серией, не охарактеризованной палеонтологически. Условно ее можно параллелизовать с верхним эоценом Камчатки. На о. Итуруп ей соответствует тебеньковская серия.

Выше среднепарамуширских отложений с несогласием (Сергеев, 1966) залегает шумновская свита, которая по малакофауне и по характеру отложений очень похожа на олигоценовые толщи Камчатки, в частности на усть-камчатскую серию и вилючинскую свиту. Вместе с округловской свитой (без слоев с *Astarte*) эти отложения можно параллелизовать с олигоценовой-раннемиоценовой частью вилючинской и паратунской свит, с раkitинской свитой и тюшевской серией Восточной Камчатки. Более молодые отложения океанской свиты залегают выше с большим стратиграфическим перерывом. По всей вероятности, к этой свите относятся слои с *Astarte bennettii* Dall., *A. cf. chischimana* Nomura и др., явно плиоценового возраста. На Итурупе аналогом шумновской свиты считается куйбышевская свита, несогласно залегающая на тебеньковской. По присутствию в ней *Scaphander cf. alaskensis* Clark и других форм можно предполагать, что нижняя граница куйбышевской свиты соответствует одному из горизонтов первой или второй пачки алугинской свиты Камчатки и относится к среднему олигоцену. Верхняя граница залегающей на ней согласно рыбаковской свиты, судя по малакофауне и диатомовым комплексам, может датироваться средним миоценом. Вышележащая камуйская свита содержит фауну весьма близкую к поздне-среднемиоценовым и верхнемиоценовым фаунам Камчатки и может

быть аналогом верхов свиты м. Плоского и нижней половины юньюнь-вямской свиты. Со стратиграфическим перерывом выше залегает парусная свита, содержащая фауну с *Astarte borealis borealis* (Schum) и *Swiftopecten swiftii* var. *kindlei* (Dall). По этим моллюскам можно параллелизовать парусную и океанскую свиту в основном объеме с верхнеплиоценовыми отложениями Камчатки. Следует, однако, заметить, что фаунистический комплекс парусной свиты в целом более теплолюбивый, чем позднелиоценовые комплексы северо-востока Камчатки; бореальные элементы играют здесь такую же роль, какую в камчатских разрезах они играли в раннем плиоцене. Очевидно, это объясняется значительно более южным положением о. Итуруп. Вместе с тем этот факт подчеркивает «вторженчество» аркто-бореальных форм, которое происходило с севера на юг начиная с верхнего миоцена и скорее всего было связано не с широким фронтом бореальных вод, а с возникновением и развитием холодного течения вдоль восточной окраины Чукотки, Камчатки, Курильских островов и Японии.

Командорские острова

Доплиоценовые отложения Командорских островов, по данным И. Морозевича, Ю. В. Жегалова (Геология СССР, т. XXXI), Э. Н. Эрлиха, представлены командорской серией. Ю. В. Жегаловым она расчленялась на три свиты: свита м. Толстого, буяновская свита и каменная свита. Как в литолого-фациальном отношении, так и по малакофауне, собранной из отложений командорской серии, последняя имеет большое сходство с палеоцен-эоценовыми толщами п-ова Ильпинского (кыланская серия и низы ильпинской серии), а также со столбовской серией Камчатского м. Сходство с этими толщами Камчатки, известными ранее в качестве восточнокамчатского туфогенного флиша, отметил еще Г. М. Власов (Геология СССР, т. XXXI). Судя по довольно скудным сборам фауны из отложений командорской серии, большая нижняя ее часть относится к эоцену (низы условно можно относить к палеоцену). Верхнюю часть серии на основании фауны, собранной Ю. В. Жегаловым, можно было бы относить к олигоцену алугинской свиты. Однако известно, что в каменной свите И. Морозевичем были собраны остатки ископаемой флоры более древнего возраста (И. В. Палибиным среди них был определен *Cinnamomum*). Последующие сборы не были удачными, однако в них обнаружены остатки жестколистных растений, веточки *Glyptostrobus* и *Sequoia*. Этот род на Камчатке практически не встречается в эоцене и более молодых отложениях. Можно допустить, что на территории, часть которой составляли в кайнозое Командорские о-ва, он сохранялся дольше. Однако по общему облику флоры, наиболее реально предполагать для слоев, ее содержащих, позднэоценовый, возможно, раннеолигоценовый возраст. Следует признать, что стратификация и датировка командорской серии пока весьма условны и требуют дополнительных исследований.

Наиболее молодые отложения Командорских о-вов представлены эффузивно-туфогенной водопадской свитой, не охарактеризованной палеонтологически и не имеющей абсолютных датировок, в связи с чем возраст ее можно определять в очень широких пределах.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА

Восстановление доплиоценовых этапов развития рельефа затруднено как из-за чрезвычайной сложности изменения геологической обстановки в мелу и кайнозое, так и из-за недостаточной изученности региона. Реконструкция рельефа обычно сводится к изложению истории геологического развития на основе стратиграфических данных и фациально-фор-

мационного анализа и дополняется некоторыми палеогеографическими и палеотектоническими построениями.

В ряде работ, посвященных истории геологического развития Камчатки (Двали, 1965; Дьяков, 1955; Власов и др., 1963; Горячев, Берсон и др., 1968, и др.), проводится мысль об унаследованном развитии крупных структурных элементов Камчатки с мезозоя практически до настоящего времени. Существует и другая концепция — о резкой структурной перестройке в верхнем неогене (Тихонов, 1959, 1960) и о формировании крупных структур северо-восточного простирания лишь в новейшее время. Анализ материалов, появившихся в последние годы, и собственные наблюдения авторов заставляют говорить как об унаследованности геологического развития (в пределах большей части кайнозоя), так и о наличии резких структурных перестроек на определенных этапах геологической истории региона.

Камчатка является тектонически активной областью практически с верхнего мела и до настоящего времени. Относительно стабильной сушей она становится лишь в плиоцене. В предшествующие геологические эпохи, включающие мел и почти весь кайнозой, неоднократно происходили складчатость, инверсии рельефа, структурные перестройки, этапы активного вулканизма сменялись этапами тектонических движений, морские условия — континентальными и пр. Такая напряженная геологическая история не создает предпосылок для длительно унаследованно развивающегося рельефа. Некоторую унаследованность можно усмотреть лишь в том, что крупные современные морфоструктуры или даже группы морфоструктур в какой-то степени (в основном географически) соответствуют структурно-фациальным зонам, развивающимся в течение всего кайнозоя. Современный же рельеф начал закладываться лишь в плиоцене в результате взаимодействия широко проявившегося молодого вулканизма и неотектонических процессов.

Не существует единой общепринятой точки зрения и на историю геологического развития Курильских и Командорских островов. Во многом еще неясен и генезис этих образований. В связи с чем история формирования палеорельефа Курильских и Командорских островов может быть реконструирована сейчас лишь в самом общем виде.

Докайнозойский этап

Наиболее древними породами в пределах Курило-Камчатской области считаются метаморфические комплексы юга хребтов Срединного, Ганальского и Хавывенской возвышенности на Камчатке. Возраст их трактуется различными исследователями по-разному: от архея до мела. Условно можно считать эти образования доверхнемеловыми. В начале верхнемелового времени на юге Срединного и Ганальского хребтов, по-видимому, существовал относительно жесткий выступ близкого к меридиональному простирания, сложенный указанными метаморфическими комплексами. Он явился как бы демпфером, который меловые структуры облекали как с запада, так и с востока. Возможно, это понятие можно трактовать как срединный массив, по возрасту соответствующий основанию Охотской платформы. К сожалению, вопрос о возрасте и генезисе этого поднятия до настоящего времени остается дискуссионным. Верхнемеловые структуры, причлняющиеся к выступу метаморфид, имеют северо-западно-меридиональное простирание. На восток они трассируются к Шипунскому полуострову и в район Авачинской бухты, обрываясь в океан. На западе в районе Тигильского поднятия они меняют простирания на меридионально-северо-восточные и протягиваются на север вплоть до Пенжинской губы. Такие простирания меловых структур можно объяснить формированием их вдоль края Охотской платформы. Эти построения в какой-то степени условны, так как на значитель-

ной территории меловые отложения перекрыты кайнозойскими образованиями.

В схеме стратиграфический разрез верхнего мела имеет трехчленное строение. Нижняя видимая часть разреза в пределах всего региона представлена терригенными осадками. Им соответствуют лесновская серия, хозгонская серия, возможно, также кихчикская и омгонская серии. Все эти стратиграфические подразделения повсеместно представлены переслаиванием, часто ритмичным, песчаников, алевролитов и аргиллитов, реже конгломератов, гравелитов и кремнистых пород. Породы слабо метаморфизованы, иногда в них (кихчикская серия) встречаются филлитовидные сланцы.

Средняя часть разреза представлена ирунейской серией: в Восточном хребте ей, по-видимому, соответствует валагинская серия. Это вулканогенно-кремнистые образования с пластами спилитов. Характерен набор основных туфов с различной крупностью обломков и яшмо-кварцитов (окремнелые витрокластические туфы). Ирунейская серия и ее аналоги распространены в южной и северной части Срединного хребта, в пределах Тигильского поднятия и на Восточном хребте.

Верхняя часть мелового разреза представлена терригенными флишоподобными образованиями (ввиду отсутствия фаунистических остатков возраст их определяется условно). В пределах Восточной Камчатки им соответствует дроздовская свита, в южной части Срединного хребта (крайне локально) — терригенная толща, согласно перекрывающая ирунейскую серию. Возможно, ей соответствует флишоподобная толща (малокурильская свита; Сергеев, 1966) в пределах Малой Курильской дуги, с кампан-маастрихтской фауной.

Характерный набор формаций, а также значительные мощности мелового разреза говорят о геосинклинальном развитии региона Камчатки в верхнемеловое время. По-видимому, верхнемеловая геосинклиналь представляла собой ряд прогибов и поднятий, сопряженных между собой. Геосинклинальные структуры северной части полуострова (от Корякского нагорья на севере и примерно до широты п-ова Озерного на юге) имели четкое северо-восточное простирание. В геосинклинальное развитие были вовлечены также восточная часть Охотии и западная часть Берингии, включая о. Карагинский. Изучение морфологии верхнемеловых структур в пределах хр. Восточного (хребты Валагинский, Тумрок, южная часть хр. Кумроч), а также на восточных полуостровах (Шипунский, Кроноцкий, Камчатского мыса) показало, что в этих районах они имеют меридиональные и северо-западные простирания с неоднократной сменой формаций от вулканогенно-кремнистых к терригенным в северо-восточно-широтном направлении. Учитывая эти факты, можно предположить, что в более южных районах полуострова происходил структурный разворот параллельно выступу домеловых метаморфических пород Срединного и Ганальского хребтов. Меловые структуры, видимо, сложно виргируя, простирались в современную северо-западную часть Тихого океана, где в это время, по всей вероятности, существовала суша в виде крупного архипелага островов, а также занимала южную часть Берингии вдоль современной Алеутской островной дуги. Другая ветвь меловых структур, огибая выступ метаморфид Срединного хребта с запада, захватывала юг Камчатки и простиралась вдоль края Охотской платформы вплоть до современной Малой Курильской дуги.

В конце верхнемелового времени на большей части полуострова произошла инверсия рельефа и складчатость (камчатская фаза складчатости, по И. Б. Плешакову) по времени, по-видимому, отвечающая ларамийскому орогенезу северной части Тихоокеанской области.

В последующее время, вплоть до начала формирования палеогеновых прогибов, рельеф региона подвергся значительному выравниванию.

Кайнозойский (доплиоценовый) этап

На границе мела и палеогена (возможно, в дании) в пределах региона произошла коренная структурная перестройка с обособлением структурно-фациальных зон, имеющих в кайнозое свою специфическую историю развития. В общем можно выделить три крупные структурно-фациальные зоны северо-восточного простирания: зону Восточно-Камчатского прогиба. Центральную зону поднятий и развития наземного вулканизма и зону Западно-Камчатского прогиба. Историю развития региона удобнее всего рассматривать по отдельным крупным эпохам, в пределах которых следует выяснить эволюцию каждой структурно-фациальной зоны, учитывая особенности ее строения, отличительные черты и связи с другими зонами.

Палеоцен-эоцен

В начале палеоцена в пределах Северной и Восточной Камчатки заложился Восточно-Камчатский прогиб. Этот прогиб можно рассматривать как наложенную структуру северо-восточного простирания, сформировавшуюся на весьма сложном рельефе ларамийской горной страны. Северное окончание прогиба располагалось в пределах Корякского нагорья в верховьях современной р. Вывенки и в бассейне р. Пахачи. На широте Паропольского дола прогиб виргировал, и одна из его ветвей распространилась в район Пенжинской губы. Южное окончание прогиба фиксируется в районе п-ова Шипунского. С запада его ограничивало поднятие суши, захватывавшее, по-видимому, части современных Восточного хребта, Камчатской депрессии и Срединного хребта. С востока прогиб граничил, вероятнее всего, с платформенным выступом Берингии и с поднятием, расположенным южнее Командорских островов⁴. На широте п-ова Камчатский мыс Восточно-Камчатский прогиб соединялся с Алеутским прогибом, который протягивался вдоль южного края Берингии к Аляске: об этом свидетельствуют морские палеогеновые отложения в пределах Алеутской островной дуги. Большие мощности осадков и определенный набор формаций в общем подтверждают геосинклинальный тип осадконакопления в пределах прогиба. В то же время в развитии прогиба обнаруживается ряд черт, отличающих его от классических эвгеосинклиналей и связанных, по-видимому, с его положением на границе океана и континента.

Начало формирования прогиба в палеоцене сопровождалось интенсивным подводным базальтовым вулканизмом, проявившимся преимущественно в осевой его части (рис. 10), и мощным терригенным осадконакоплением, которое временами, по-видимому, компенсировало прогибание. В северной части прогиба накапливался так называемый вулканогенный камчатский флиш (Геология СССР, т. XXXI; Голяков, 1966). Флишеподобные терригенные толщи формировались и на юге прогиба, чаще всего в краевых его частях. Для этого времени характерно накопление кремнисто-карбонатных образований с отдельными потоками спилитовых лав. В Восточно-Камчатском прогибе в палеоцене и эоцене преобладали сложные фациальные обстановки.

На севере прогиба разрез дат (?) -палеоценовой кыланской серии начинается базальными конгломератами и конглобрекциями, выше сменяющимися главным образом тонкозернистыми фациями, включающими аргиллиты, алевролиты, тонкозернистые песчаники, часто окремненные, пласты туффитов, туфопесчаников, а также горизонты мергелистых и

⁴ По данным морского бурения, на поднятии Обручева фиксируется перерыв в осадконакоплении от маастрихта до среднего эоцена (Schooll W. et al., 1971). На этом основании можно предполагать в этом временном интервале наличие или единой суши или крупного архипелага островов в этой части Тихого океана.

известковистых конкреций. Эти толщи нередко имеют флишеподобное строение (тонкозернистый и грубообломочный флиш) и обнаруживают следы сингенетических оползней. В базальных горизонтах часто отмечаются пачки косослоистых пород. Мощность кыланской серии 600—700 м.

Выше разрез согласно надстраивается эоценовой терригенной килакирнунской свитой ильпинской серии, представленной переслаиванием пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто имеющих флишевое строение. Встречаются отдельные прослои вулканических и туфогенных пород. В целом весь разрез килакирнунской свиты обогащен вулканическим материалом.

Сходное строение имеет разрез центральной части о. Карагинского. Низы этого разреза можно условно параллелизовать с кыланской серией, а верхи — поздним эоценом п-ова Ильпинского.

Южнее, в районе п-ова Озерного, на меловые образования резко несогласно с базальными конгломератами в основании налегает терригенная толща, представленная грубым переслаиванием гравелитов, песчаников и алевролитов, относящаяся в основном к эоцену и соответствующая, по-видимому, части килакирнунской свиты. Мощность ее порядка 800 м.

В пределах п-ова Камчатский мыс палеогеновый разрез (столбовская серия) начинается туфогенно-эффузивными образованиями с мощными подводными излияниями базальтов. Эта эффузивная толща несогласно перекрывает различные пачки мелового разреза (африканскую верхнемеловую серию). Выше толща становится терригенной и терригенно-туфогенной, флишеидные пачки чередуются с грубообломочными. Флиш обычно туфогенный, реже терригенно-карбонатный. На севере полуострова преобладают грубообломочные мелководные фации с отдельными потоками базальтов. В южном и юго-западном направлении на-

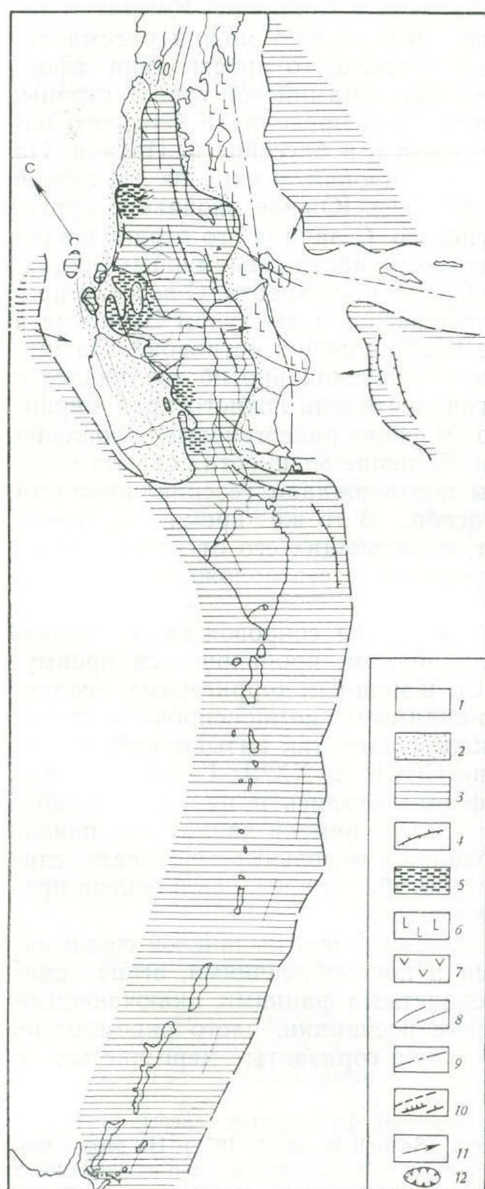


Рис. 10. Палеогеографическая схема нижнепалеоценового времени

1 — море; 2 — мелкое море; 3 — суша; 4 — оси предполагаемых горных хребтов; 5 — районы континентального осадконакопления; 6 — районы развития подводного вулканизма; 7 — район развития наземного вулканизма; 8 — оси тектонических структур и направление простиражения складок; 9 — оси прогибов; 10 — разрывные нарушения; а) сбросы и взбросы; б) надвиги; 11 — направление сноса обломочного материала; 12 — кальдеры

блюдается углубление бассейна с преобладанием в разрезе аргиллитов и алевроитов. Общая мощность палеогенового разреза Камчатского мыса, включая тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую толщи, по данным Г. П. Борзуновой и В. А. Селиверстова (Борзунова и др., 1969), достигает 11 000 м (вполне возможно, что мощности завышены).

На Кроноцком полуострове палеогеновый разрез кубовской свиты, несогласно залегающей на предполагаемых верхнемеловых отложениях, представлен туфоконгломератами, псефитовыми базальтовыми туфами, туфогенными песчаниками и алевролитами, иногда известковистыми с линзами и пластами базальтов, обладающих шаровой отдельностью, и с пачками полосчатых кремнистых пород. С небольшим размывом (видимо, внутрiformационным) на кубовской свите залегает козловская свита, состоящая из переслаивания шаровых базальтов с псефитовыми и псаммитовыми базальтовыми туфами и с отдельными пачками ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов в верхах разреза. Общая мощность палеогена п-ова Кроноцкого порядка 3000 м. По нашим представлениям, возрастной объем его соответствует палеоцену, нижнему и среднему эоцену. Очень сходный, существенно эффузивный разрез предполагаемого палеогена обнажается непосредственно севернее п-ова Шипунского.

Западнее п-ова Камчатский мыс, в пределах большей части хр. Кумроч и западнее п-ова Кроноцкого, широко развиты терригенные, терригенно-карбонатные и туфогенно-эффузивные образования, объединяемые в ветловский комплекс, условно датируемый от дания до эоцена включительно. В более южных районах они распространены в северной части хр. Тумрок (переходная свита А. Е. Шанцера), в пределах хребтов Гамчен и Чажминского, протягиваются, кроме того, вдоль восточных склонов хр. Валагинского, захватывая его южную часть, и далее трассируются в юго-восточном направлении к п-ову Шипунскому. Типичные для комплекса мощные пачки кремнисто-карбонатных пород перемежаются с потоками спилитов. Породы комплекса практически лишены фаунистических остатков, что указывает на высокие темпы осадконакопления в этой части прогиба.

Для палеоцена, а также для нижней и средней части эоцена Восточно-Камчатского прогиба характерно близкое, по-видимому, к компенсированному накопление мощных терригенных и терригенно-эффузивных толщ. Следует предполагать асимметричное строение прогиба, включающего: 1) узкую, отделенную от западного поднятия суши полосу крутого шельфа, 2) глубоководную часть, которая, вероятно, в виде желоба трансировалась от п-ова Шипунского на юге до Олюторского залива на севере, и 3) более широкую мелководную часть, которая местами захватывала п-ова Кроноцкий и Камчатского мыса и, по-видимому, смыкалась с Берингийским платформенным выступом. Интенсивный снос терригенного и вулканогенного материала шел как из районов Центральной Камчатки, так и со стороны Берингии. Большое количество вулканогенно-осадочного материала в столбовской серии п-ова Камчатский мыс заставляет предполагать в нижнем и среднем эоцене интенсивный вулканизм, проявившийся в восточной части полуострова в мелководной части прогиба и, возможно, по краю Берингийской суши.

Поднятие Центральной Камчатки в начале палеоцена было, по-видимому, невулканическим и, вероятнее всего, представляло собой гористую интенсивно размывающуюся сушу. В нижнем и среднем эоцене в пределах суши широко проявился наземный вулканизм, захвативший преимущественно северную часть поднятия (рис. 11). Это было время формирования кинкильской вулканогенной свиты, представленной чередованием крупных пачек базальтов, дацитов и липарито-дацитов. В составе свиты отмечаются также линзы туфогенно-угленосных отложений

с остатками ископаемой флоры. В периферических частях ареала развития кинкильской свиты она включает прослойки прибрежно-морских осадков с моллюсковой фауной, характерной для эоценовой снатольской свиты. На севере Восточного прогиба возрастным аналогом кинкильской свиты является нижняя и средняя часть килакирнунской свиты ильпинской серии. Лапареламский горизонт кислых пеплов в верхней трети разреза килакирнунской свиты соответствует, по-видимому, усилению кислого вулканизма к концу кинкильского времени, что предполагалось и В. И. Голяковым.

В более южных частях Центрального поднятия вулканизм либо отсутствовал, либо проявился намного слабее, чем на севере. Лишь для южных районов современного Срединного хр. имеются данные о прибрежно-морском и субконтинентальном вулканизме кирганикской свиты и о наземном андезитобазальто-дацитовом вулканизме черепановской свиты в верховьях р. Воровской.

Западно-Камчатский прогиб так же, как и Восточно-Камчатский, формировался как крупная наложенная структура северо-восточного, близкого к меридиональному простираения на сложном, достаточно расчлененном верхнемеловом рельефе. Особенно хорошо это видно в южной части прогиба. В палеоцене здесь господствовало мелкое островное море, преобладало прибрежно-морское и континентальное осадконакопление с образованием углей и с захоронением большого количества листовой флоры. На севере происходило накопление относительно глубоководных фаций (геткилнинская терригенная свита), приуроченное к прогибу, который в районе Парапольского дола соединялся с Восточно-Камчатским. Вулканизм в это время проявился весьма ограниченно на крайнем западе района (андезитовый горизонт напанской свиты в районе мыса Утхолокского). Можно предположить, что в это время слабый вулканизм развивался по краю Охотской платформы.

В нижне-среднеэоценовое время (снатольская свита) большая часть территории Западной Камчатки входила в морской прогиб субмеридионального простираения с практически компенсиро-

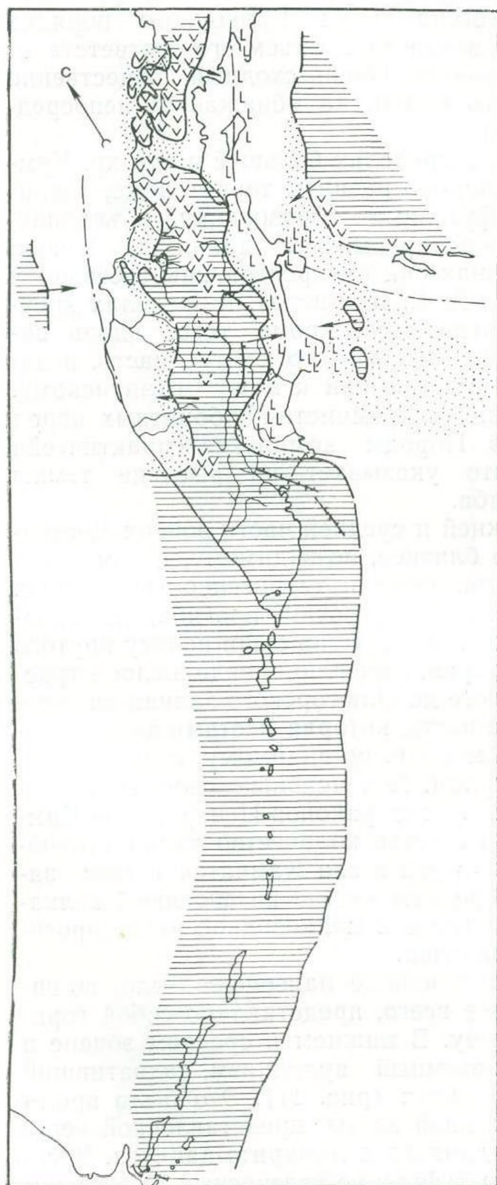


Рис. 11. Палеогеографическая схема среднеэоценового времени

Условные обозначения см. рис. 10

ванным осадконакоплением (см. рис. 11). В прогибе накапливались толщи несортированных граувакковых песчаников, часто с обломками эффузивных пород, а также алевритов и глинистых аргиллитов, с многочисленными карбонатными конкрециями и линзами мергелей. По слабой окатанности и несортированности обломков в преобладающих литологических разностях пород, а также по их составу можно предположить значительное участие в осадконакоплении пирокластического материала и материала вулканомиктового. В северной части западного побережья Камчатки существовали, по-видимому, участки вулканической суши, основной массив которой располагался в районе Центрального поднятия (кинкильская свита). Возможно, эта суша имела вид архипелага островов, разделенных мелководными проливами. На широте о. Карагинского по мелководью осуществлялась связь с Восточно-Камчатским прогибом (проникновение мелководной фауны зоны *Mytilus yokoymai*). Снос терригенного материала в Западно-Камчатский прогиб происходил как с запада (со стороны Охотии), так и с востока (со стороны Центрального поднятия, с северной части которого поступал пирокластический материал). На юге Камчатки в нижнем и среднем эоцене продолжала существовать устойчивая суша. Рельеф ее в восточной части, по-видимому, был достаточно расчлененным, судя по интенсивному сносу в южную часть Восточно-Камчатского прогиба (район п-ова Шипунского). Западная часть Южной Камчатки представляла, вероятнее всего, район с достаточно выровненным рельефом.

Во второй половине среднего эоцена достигает максимума своего развития Восточно-Камчатский геосинклинальный прогиб, а Западно-Камчатский окончательно оформляется в структуру типа внутреннего (или тылового) прогиба с интенсивным существенно терригенным осадконакоплением. Более заметной становится связь между этими структурами, осуществлявшаяся по мелководным проливам, располагавшимся в северной части Центрального поднятия. Центральное поднятие на севере представляло собой гористую вулканическую сушу (частично в виде ряда крупных вулканических островов). По-видимому, в это время формировались крупные лавовые базальтовые вулканы и, возможно, ареальные базальтовые зоны. Происходили отдельные вспышки кислого вулканизма с формированием дацитовых и липарито-дацитовых куполов; возможно, также образовывались поля игнимбритов. В более южных районах Центральное поднятие, судя по всему, имело вид гористой вулканической суши, сложенной меловыми породами и более древними метаморфитами. В пределах этого выступа у южного замыкания Западно-Камчатского прогиба проявился прибрежно-морской и континентальный вулканизм, сопровождавшийся формированием базальтовых и дацитовых вулканов. Южная Камчатка продолжала оставаться устойчивой сушей с расчлененными денудационно-тектоническим рельефом в восточной части (прилегающей к прогибу и океану) и, по-видимому, равнинной западной частью.

В верхнем эоцене продолжалось интенсивное осадконакопление в Западно-Камчатском прогибе — это время формирования ковачинской серии (общая мощность порядка 2000 м). Прогиб становится несколько более глубоководным и характеризуется накоплением глинистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с мергелистыми конкрециями, бентонитовых глин, туфов. Количество туфового материала несколько повышается в верхней части разреза. В Пенжинском районе ковачинской серии соответствует оммайская свита, сформировавшаяся в сходных фациях. Характер связей с Восточно-Камчатским прогибом, вероятно, оставался прежним, в виде проливов в северной части Центрального поднятия, но более глубоководных, чем в среднем эоцене. В начале ковачинского времени вулканизм в пределах северной части Центрального поднятия, скорее всего, прекратился, и он возобновлялся затем только в конце верх-

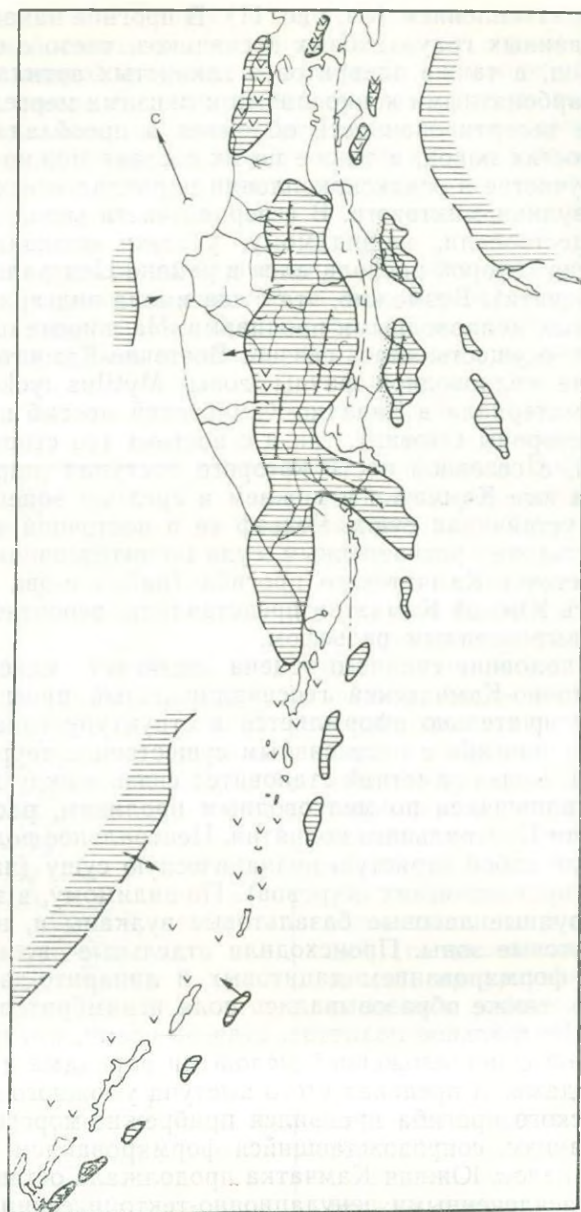


Рис. 12. Палеогеографическая схема верхнеэоценового времени

Условные обозначения см. рис. 10

него эоцена (велонлыкская свита?). Большая часть Центрального поднятия, включая западные районы Южной Камчатки, оставалась невулканической сушей, с выровненным в какой-то степени рельефом (рис. 12).

Намного более сложна в верхнем эоцене геологическая история Восточно-Камчатского прогиба. Отложения, уверенно сопоставляемые с ковачинской серией, имеются в Ильпинском районе (верхняя часть килакирнунской флишоидной свиты) и, возможно, на о. Карагинском (свита м. Тонс). В районе п-ова Озерного к ним относятся грубые прибрежно-морские фации с фауной, близкой к ковачинской. Распространение отложений, синхронных ковачинской серии, в районе хр. Кумроч, на Восточных полуостровах, а также на Командорских островах пока не

вполне достоверно. Можно предположить, что в верхнем эоцене в пределах Восточно-Камчатского прогиба на отрезке от м. Шипунского на юге и до п-ова Камчатский мыс (включая его) на севере происходило интенсивное воздымание суши с процессами складкообразования. Возможно также, что часть этой территории еще покрывало мелкое море. Южнее же м. Шипунского в восточных районах Южной Камчатки, напротив, в это время закладывается прогиб со слабым морским вулканизмом и с достаточно интенсивным накоплением терригенных осадков (нижняя часть разреза вилючинской свиты юга Камчатки). Прогиб трансформировался на юг в пределы современной Курильской островной дуги.

Олигоцен-миоцен

В начале олигоцена в пределах Восточной Камчатки (от м. Шипунского до п-ова Озерного включительно) обособился жесткий блок, поднятие которого началось еще в верхнем эоцене. В его пределах происходили интенсивные дифференцированные подвижки, сопровождавшиеся складчатостью, закладывались крупные надвиги северо-восточного простирания с перемещением целых массивов горных пород в западном направлении (Цикунов, Петров, 1972; Шанцер, Тихонов, 1967). Надвиги наиболее хорошо выражены на территории современного Восточного хребта (юг хребтов Кумроч, Валагинского). Севернее п-ова Озерного площадь Восточно-Камчатского прогиба резко сократилась и с востока суша захватывала, по-видимому, всю территорию о. Карагинского. По времени это соответствует перерыву между козловской и раkitинской свитами п-ова Кроноцкого, свитой м. Тонс и ильхатунской свитой о. Карагинского (данные А. С. Арсанова). Возможно также, что суша, перемежающаяся с участками мелкого моря, существовала в районе Командорских островов, где в раннем олигоцене, видимо, закончилось развитие Алеутского прогиба. Таким образом, можно предположить, что в раннем олигоцене происходило смыкание Берингской платформы с Камчаткой, на большей части территории которой в это время наблюдались горообразование и складчатость. Сочленение орогенического блока суши с более стабильным платформенным блоком осуществлялось по заложившейся в это время крупной зоне расколов северо-западного простирания, трансформирующейся от Командорских островов через п-ов Озерный, где, по-видимому, в это время был выведен на поверхность блок домеловых метаморфид (Хавывенская возвышенность) и далее через Центральную зону к Кинкильскому поднятию. Вполне вероятно, что одновременно активизировался разлом такого же простирания, проходящий от м. Шипунского через Восточную Камчатку и Центральное поднятие в бассейне современной р. Кирганик (рис. 13). Тем самым по диагональным разломам обособился крупный блок, включающий большую часть территории Восточной и Центральной Камчатки, с рядом характерных черт истории тектонического развития и вулканизма в течение олигоцена и позднего кайнозоя.

Интрузивный гранитный магматизм, соответствующий позднеэоценовой — раннеолигоценовой орогении, проявился лишь в южных районах Срединного хребта, вблизи выходов блока домеловых метаморфид. Это доказывается определениями абсолютного возраста ряда интрузий, дающими 44—32 млн. лет (Эрлих, 1973).

Дифференцированные движения, сопровождавшиеся частичным осушением бассейна, складкообразованием, а также субаэральным контрастным вулканизмом (верхи разреза среднепарамуширской серии), происходили в это время также в зоне Курильского прогиба (Сергеев, 1966).

Непрерывное осадконакопление в раннем олигоцене продолжалось в Ильпинском районе (начало формирования алугинской свиты) и несколько южнее — в бассейнах рек Тымлат и Карага, где накапливались

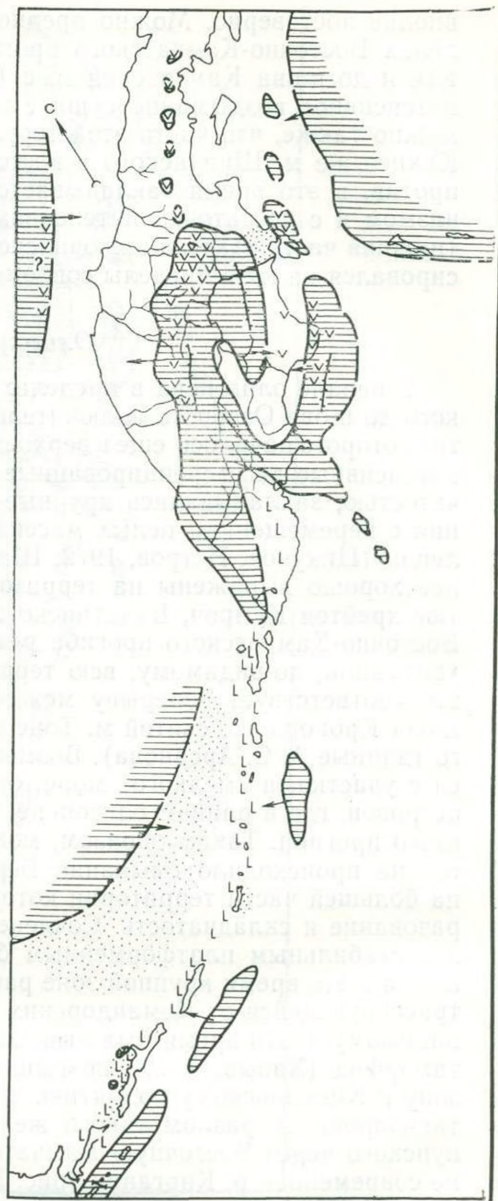
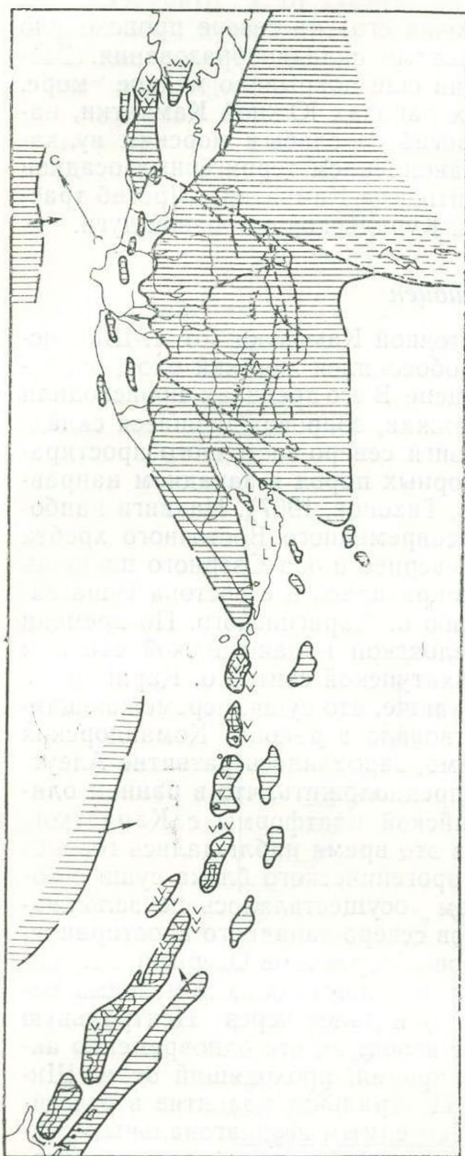


Рис. 13. Палеогеографическая схема нижнеолигоценового времени

Условные обозначения см. рис. 10

Рис. 14. Палеогеографическая схема для среднего-верхнего олигоцена

Условные обозначения см. рис. 10

терригенные толщи с примесью пирокластического материала. В этом же районе, по-видимому, по системе проливов осуществлялась связь с Западно-Камчатским прогибом. В начале олигоцена продолжалось и развитие Южно-Камчатского прогиба, где происходило накопление примерно таких же фаций, как и в верхнем эоцене. Практически непрерывное осадконакопление свойственно и Западно-Камчатскому прогибу, в пределах которого в это время, вероятнее всего, господствовало островное море. Незначительные колебательные движения здесь также имели

место, о чем свидетельствуют многочисленные размывы кровли ковачинской серии. В Центральном поднятии, возможно локально, произошло горообразование, а в северной его части проявился вулканизм (велонлыкская свита), который с незначительными перерывами продолжался в течение всего олигоцена и большей части миоцена, постепенно захватывая более южные районы Камчатки. Таким образом, можно сделать предположение, что в результате раннеолигоценовой орогении на большей части территории Камчатки сформировался достаточно расчлененный денудационно-тектонический рельеф. В пределах Восточной Камчатки, где тектонические движения проявились наиболее интенсивно, рельеф, возможно, был относительно высокогорным, а в Центральной и Южной Камчатке низкогорным или даже холмисто-равнинным.

После эпохи раннеолигоценовой складчатости на Восточной Камчатке (от м. Шипунского до п-ова Озерного) вновь закладывается прогиб, унаследованный по отношению к эоценовому, но с гораздо меньшей площадью бассейна осадконакопления. Его заложение относится ко времени накопления ракинтинской свиты (мощность 700—1000 м) и тюшевской серии (мощность до 1500 м). С востока прогиб, по-видимому, ограничивало поднятие, в пределах которого, возможно, проявился вулканизм, о чем говорит большое количество вулканогенного материала в породах тюшевской серии. Западным ограничением прогиба было также поднятие (по всей вероятности, в виде гористой суши), сложенное меловыми и частично палеогеновыми отложениями. Поднятие захватывало часть площади современного Восточного хребта и Центральной депрессии. В районе Валагинского хребта оно было рассечено глубоким залливом, простиравшимся в область современной Центральной Камчатской депрессии. В его пределах накапливались осиповская терригенная серия и моковская свита (Цикунов, Пронин, Гладенков, 1966) (рис. 14). Таким образом, снос терригенного материала осуществлялся как с запада, так и с востока. Характер осадконакопления в прогибе отличается весьма сложными фациальными обстановками, способствовавшими накоплению как мелководных, так и относительно глубоководных отложений часто в условиях островного моря. Это было вызвано значительными колебательными движениями, особенно отчетливо проявившимися уже в миоцене (граница конусной и валентиновской свит), в результате которых происходила локальная складчатость и, по-видимому, закладывались надвиги восточного направления. В прогибе преобладало терригенное осадконакопление. Для начальных стадий его развития на отдельных участках характерна слабая угленосность толщ, в более позднее время — образование опаловых кремней, спонголитов, глауконитовых песчаников, фосфоритов, алевролитов (ракинтинская свита). Выше в терригенном разрезе наблюдается значительная примесь вулканогенного материала (туфогенные песчаники, туфоалевролиты, пемзовые песчаники), появляется больше грубообломочного материала, для самых верхов разреза характерны диатомиты и диатомовые алевролиты. Сходный разрез в Усть-Камчатском районе представлен усть-камчатской серией: конгломератами (в нижней части разреза), песчаниками, алевролитами, пачками терригенного флиша общей мощностью порядка 2000 м (Храмов, Салин, 1966). В районе Усть-Камчатского перешейка южная часть олигоцен-миоценового Восточно-Камчатского прогиба соединялась, по-видимому, по мелководью с северной, простиравшейся через о. Карагинский в район Олюторского залива. В крайней северной его части в олигоцене, нижнем и частично среднем миоцене происходило накопление осадков алугинской флишоидной свиты (мощность до 1000 м) и пахичинской серии (мощность 1500 м), в нижней части также терригенной, но в целом более грубообломочной. Образование сходных фаций в это время наблюдается в Оссорском районе (бассейны рек Тымлат и Карага), а также на о. Карагинском и в районе п-ова Озерного. Для верхов

терригенной части пахачинского разреза весьма характерно появление диатомитов, гонимой и большого количества вулканического материала. Повсеместно для нижне- и среднемиоценовой эпохи в Восточно-Камчатском прогибе фиксируются перерывы в осадконакоплении, часто носящие скользящий характер во времени, что особенно хорошо видно на примере сравнения разрезов на о. Карагинском, на п-ове Ильпинском и в районе залива Корфа. Это объясняется, по-видимому, несколько разновременными блоковыми движениями в различных частях бассейна, в результате которых возникали локальные поднятия и небольшие грабеобразные структуры. Блоковые движения сопровождались слабой складчатостью.

В нижнем миоцене образовался Центрально-Камчатский прогиб — преобраз современной Центральной Камчатской депрессии. В прогибе преобладало мелкое море с компенсированным накоплением прибрежно-морских осадков: еловская толща М. Ф. Двали (1955) и кимитинская толща. На юге, по мелководному проливу в районе Валагинского хребта, в раннем миоцене Центральный прогиб соединялся с Восточно-Камчатским (верхи разреза осиповской серии). Связь с Западно-Камчатским прогибом, так же по мелководным проливам, вероятно, существовала более длительное время — в нижнем и в среднем миоцене (район рек Кимитиной и Еловки) (рис. 15). В Южно-Камчатском прогибе до конца пахачинского времени продолжалось морское осадконакопление терригенных толщ, сопровождавшееся в среднем миоцене слабым наземным вулканизмом в западной части Южной Камчатки.

В Западно-Камчатском прогибе в олигоцене, нижнем и раннем среднем миоцене формируются терригенные и вулканогенно-осадочные толщи (воямпольская серия, достигающая мощности 2500—2700 м). Здесь также характерны отдельные частные перерывы в осадконакоплении, вызванные колебательными движениями, правда, намного менее интенсивными, чем на Восточной Камчатке. На западе продолжалось, по-видимому, существовать поднятие Охотии; на востоке, в зоне Центрального поднятия, активно проявился наземный вулканизм, сыгравший существенную роль в формировании осадков как Западно-, так и Восточно-Камчатского прогиба. Вулканизм в пределах Центрального поднятия и его западных и восточных склонов периодически возобновлялся и захватывал практически весь олигоцен, а также нижний и средний миоцен, с тенденцией постепенного распространения с севера на юг по простиранию поднятия. В северной части Центрального поднятия наиболее сильная вспышка вулканизма приурочена к низам среднего миоцена (верхи успенской свиты), причем характерно проявление как основного, так и кислого вулканизма. От залива Корфа на севере и до низовьев р. Еловки на юге поднятие приобретает вид вулканической горной страны. По всей вероятности, это были крупные острова, разделенные мелким морем (см. рис. 15). Судя по характеру вулканических толщ, в это время формировались базальтовые щитообразные вулканы и стратовулканы, а также кислые экструзивные купола и покровы игнимбритов. В южной части поднятия вулканизм проявился слабее и неравномерно. Характерны крупные, но достаточно разобщенные центры кислого вулканизма (в центральной части и на юге Срединного хребта, и в хр. Южно-Быстринском).

Со второй половины среднего миоцена происходит резкое сокращение площади бассейнов осадконакопления. Вся Восточная и Южная Камчатка становятся достаточно устойчивой сушей с преимущественно невулканическим рельефом. На Западной Камчатке, в бассейнах рек Тигиль и Хайрюзова, обособляется крупное поднятие, простиравшееся от устья р. Тигиль в юго-восточном направлении к бассейну рек Анавгай и Быстрая, где оно причленялось к Центральному Камчатскому поднятию (рис. 16). Блоковые движения в позднем-среднем миоцене в отдельных

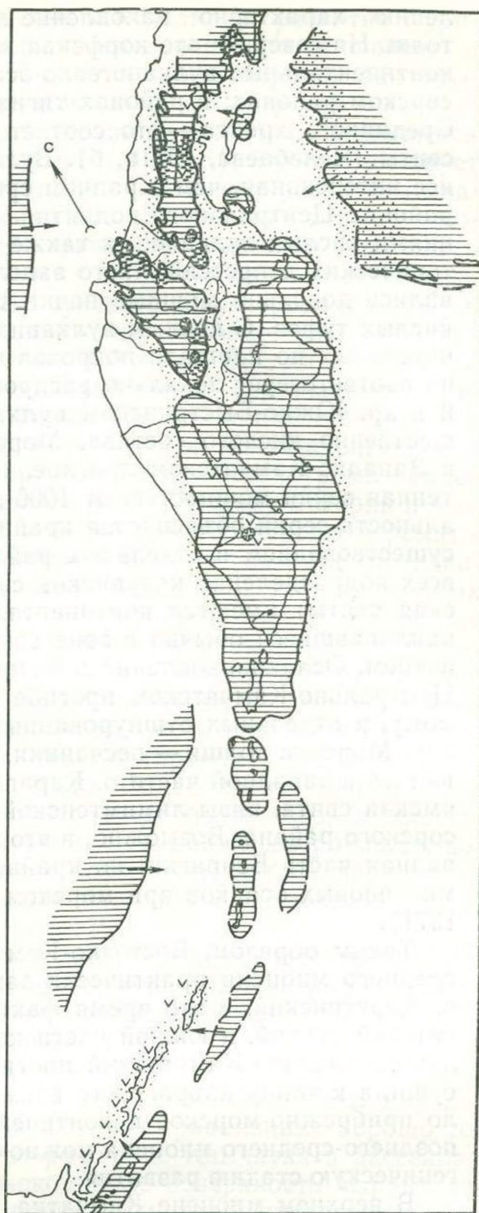
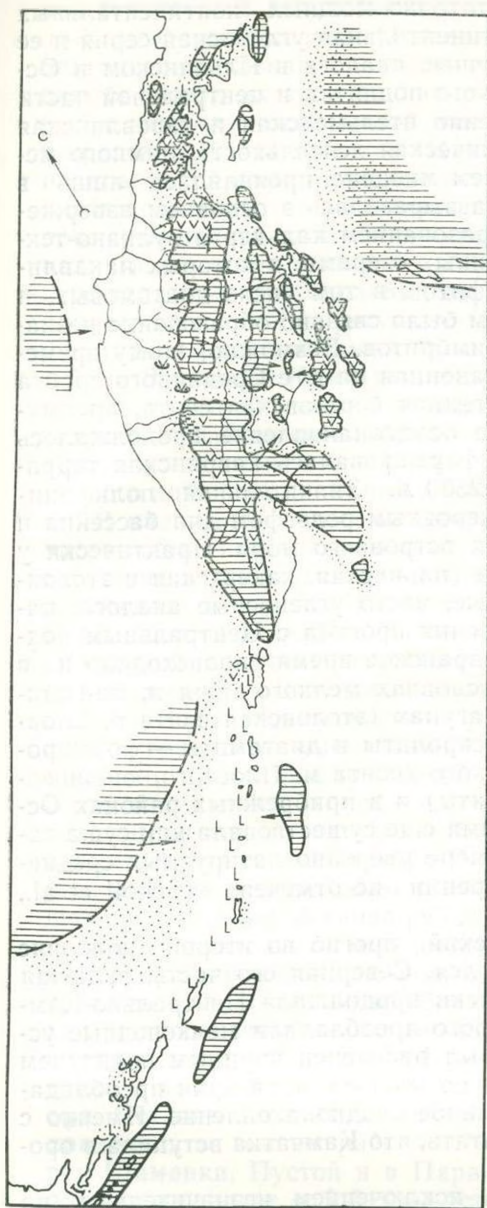


Рис. 15. Палеогеографическая схема для раннего-среднего миоцена

Условные обозначения см. рис. 10

Рис. 16. Палеогеографическая схема для позднего-среднего миоцена

Условные обозначения см. рис. 10

районах Камчатки создали достаточно расчлененный рельеф с межгорными депрессиями, куда происходил интенсивный снос обломочного материала с разрывающихся поднятий. Тектонический режим был, по-видимому, крайне изменчивым, пульсационным: грубообломочные отложения периодов интенсивного размыва, сменялись тонкозернистыми, соответствующими более стабильной обстановке и нивелировке рельефа поднятий. В пределах Центрального поднятия и по его восточному обрам-

лению характерно накопление достаточно мощных континентальных толщ. На севере — это корфская континентальная угленосная серия и ее континентальные вулканогенно-осадочные аналоги в Ильпинском и Оссорском районах; в районах тигильского поднятия и центральной части Срединного хребта — это соответственно ительменская и кававлинская свиты (Челебаева, 1971а, б). Вулканическая деятельность, намного менее интенсивная, чем в раннем среднем миоцене, проявлялась лишь в районах Центрального поднятия. Она выразилась в основном извержениями кислых вулканов, а также образованием кальдер и вулканотектонических депрессий, часто заполненных озерами, в которых накапливались довольно мощные пачки туффов, в том числе диатомовых, и кислых туфов. С кислым вулканизмом было связано образование незначительных по площади покровов игнимбритов. Возможно, этому времени соответствует локально распространенная на юге Срединного хребта и в хр. Южно-Быстринском вулканогенная березовская свита, преимущественно кислого состава. Морское осадконакопление продолжалось в Западно-Камчатском прогибе, где формировалась кавранская терригенная серия мощностью от 1000 до 2500 м. Значительная полифациальность серии объясняется крайне неровным рельефом дна бассейна и существованием в отдельных районах островного моря. Практически у всех подразделений кавранской серии (ильинская, какертская и этолонская свиты) имеются континентальные, часто угленосные аналоги, накапливавшиеся обычно в зоне сочленения прогиба с Центральным поднятием. Осадконакопление в раннекавранское время происходило и в Центрально-Камчатском прогибе в условиях мелкого моря и, по-видимому, в отдельных отшнурованных лагунах (этолонская свита р. Еловки). Морские толщи — песчаники, алевролиты и диатомиты — формировались в западной части о. Карагинского (свита м. Плоского, юньюнъямская свита, низы лимимтенской свиты) и в прибрежных районах Оссорского района. Возможно, в это время еще существовала как суша западная часть Берингии; по крайней мере уверенно датируемых среднемиоценовых осадков при морском бурении не отмечено (Scholl et al., 1971).

Таким образом, Восточно-Камчатский прогиб во второй половине среднего миоцена практически закрылся. Северная его часть, включая о. Карагинский, в это время фактически продолжала Центрально-Камчатский прогиб, в южной части которого преобладали мелководные условия. Западно-Камчатский прогиб был расчленен крупным поднятием суши, а к концу кавранского времени по всей его акватории преобладало прибрежно-морское и континентальное осадконакопление. Именно с позднего-среднего миоцена можно считать, что Камчатка вступила в орогеническую стадию развития.

В верхнем миоцене Камчатка, за исключением незначительных по площади районов, а также, по-видимому, прилегающие участки шельфа и материкового склона представляли собой сушу, которая на северо-западе, возможно, смыкалась с Охотией. В это время происходили наиболее мощное в кайнозойское горообразование и складчатость, сопровождавшиеся развитием крупных надвигов восточного направления¹. С движениями по надвигам и связана основная складчатость этого времени, наиболее интенсивно проявившаяся на Восточной Камчатке. Крупнейшим надвигом первого порядка являлся раскол, ограничивающий орогенический блок Камчатки от более восточных районов, которые лишь в это время приобрели черты типичных океанических

¹ Так как при составлении корреляционной схемы изменились датировки многих стратиграфических подразделений, а тем самым и фаз орогении, то, чтобы не создавать путаницы, мы не оперируем названиями выделяемых ранее на Камчатке фаз складчатости (охотской, сахалинской и пр.), отмечая в кайнозойское в основном две главные фазы — орогении — раннеолигоценовую и позднемиоценовую.

ких структур. В дальнейшем этот разлом контролирует развитие Курило-Камчатского желоба. Одновременно унаследованно по отношению к олигоценовым зонам разломов северо-западного простирания закладываются такого же типа надвиг южнее Командорских островов и связанный с ним Алеутский желоб, время образования которого определяется в пределах 10—14 млн. лет (Hays, Ninkovich, 1970 г.), что соответствует предлагаемой нами палеорекострукции. Параллельно с развитием надвигов происходит активизация движений по диагональным зонам расколов, северная из которых — непосредственное продолжение Алеутского надвига, а южная совпадает с крупными олигоценовыми разломами северо-западного простирания района Шипунского полуострова и юга Срединного хребта. Как результат этих движений, по-видимому, начинает формироваться опущенный блок центральной части Срединного хребта, а блок Восточной Камчатки, напротив, воздымается, перемещаясь горизонтально в направлении на восток. Именно по этой причине в пределах Восточной Камчатки наиболее четко фиксируются зоны надвигов, дислоцирующих тюшевскую серию, которые являются структурами более низкого порядка по отношению к разлому, разделяющему материк и океан. В надвиговых зонах миоценовые и более древние породы перемяты чрезвычайно интенсивно вплоть до плейстогенности, но в удалении от надвигов степень дислокаций резко снижается. Интенсивность пликтивных дислокаций в верхнем миоцене снижается по направлению с востока на запад. Соответственно Восточную Камчатку можно считать зоной напряженной складчатости, Центральную — зоной складчатости средней интенсивности, а Западную — зоной слабой складчатости. На юге Центральной зоны, вблизи выступа домеловых метаморфических пород, проявился гранитный магматизм. Абсолютные датировки интрузий дают цифры от 10 до 14 млн. лет (Эрлих, 1973). Складчатость на Камчатке в это время проявлялась весьма неравномерно; более того, отдельные участки региона (запад Южной Камчатки, ее крайний северо-запад, по-видимому, отдельные участки Охотского побережья) оставались в верхнем миоцене относительно стабильными блоками, в пределах которых шел процесс выравнивания рельефа (рис. 17).

В результате позднемиоценовой орогении в пределах Восточной Камчатки сформировался тектонический горный рельеф. В Центральной Камчатке он был, по-видимому, более низкого горного, а на Западной преобладал мелкосопочный и холмисторавнинный рельеф. Вслед за орогенцией вплоть до начала плиоцена Камчатка становится стабильным блоком суши, в пределах которого происходит интенсивное выравнивание рельефа. Останцы верхнемиоценовой поверхности выравнивания хорошо сохранились во многих районах. На северо-западе Камчатки в бассейнах рек Шаманки, Пустой и в Парапольском доле поверхность выравнивания представляет собой холмистую равнину, местами перекрытую континентальными отложениями эрмановской свиты и ее вулканогенными аналогами. В хр. Тумрок останцы такой поверхности в результате неотектонических процессов подняты до отметок 1000—1200 м над уровнем моря. В этом районе нижнеплиоценовая щипинская свита в высокогорной части хребта залегает на неровном слабовсхолмленном рельефе мелпалеогенового фундамента с перепадами высот 50—70 м. На большей части Срединного Камчатского хребта и Центральной Камчатской депрессии мы не встречаем уверенно датируемых верхнемиоценовых отложений как морских, так и континентальных. Более того, в бассейнах рек Анавгай — Кававля (центральная часть хребта) на среднемиоценовых континентальных вулканогенно-осадочных отложениях кававлинской свиты с размывом, а местами со слабым угловым несогласием залегают непосредственно нижнеплиоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования кахтунской свиты. Аналогичные соотношения наблюдаются и в бассейне р. Еловки: там также с перерывом на среднеми-

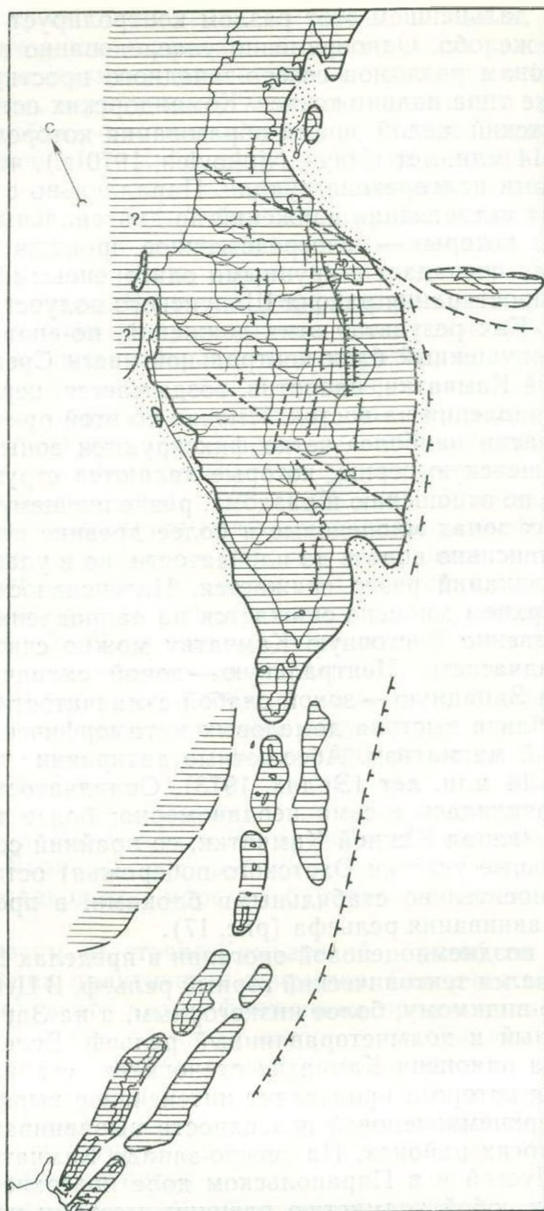


Рис. 17. Палеогеографическая схема верхнемиоценового времени

Условные обозначения см. рис. 10

оценовых прибрежно-морских и континентальных отложениях залегает континентальная свита, сопоставляемая по ископаемой флоре и характеру вулканогенных образований с кахтунской нижнеплиоценовой свитой. Погребенная поверхность кавалинской свиты и ее аналогов представляет собой пологохолмистый рельеф с максимальными перепадами до 50 м. В отдельных районах Западной и Восточной Камчатки верхнемиоценовая поверхность выравнивания в плиоцене и раннем квартере подверглась дальнейшей нивелировке, большую роль в которой сыграла морская абразия.

Незначительные локальные колебательные движения этого времени выражены формированием грубых фаций в континентальных толщах (на-

пример, низы классической свиты залива Корфа). Континентальные отложения, коррелятивные эпохе выравнивания, накапливаются в пределах Западной Камчатки (континентальная часть этолонской свиты) и на севере — верхняя часть разреза корфской серии, а также, по-видимому, в бассейне р. Крутогоровой на западных склонах Срединного хребта. Лагунное и прибрежно-морское осадконакопление происходит на ограниченных участках Западного побережья, в западных районах о. Карагинского (юньонуваямская свита, низы лимимтенской свиты) и, по-видимому, в проливе Литке. В это время, вероятно, происходит окончательное опускание западной части Берингии с трансгрессией мелкого моря на восток. По данным морского бурения (Scholl et al., 1971), в верхнем миоцене здесь накапливались преимущественно осадки неглубокого моря. Суша в виде крупного острова существовала, возможно, лишь в районе Командорских островов и восточнее в пределах Алеутской гряды.

Следует подчеркнуть, что в Курило-Камчатской области в доплиоценовое время можно выделить лишь две крупные эпохи выравнивания рельефа — раннеолигоценовую, проявившуюся наиболее активно в Центральной и Восточной Камчатке, и позднемиоценовую, захватившую практически весь регион и предшествующую новейшему этапу развития структур.

* * *

В заключение общего очерка кайнозойского (доплиоценового) этапа развития необходимо привести дополнительные сведения по Курильской дуге. После нижнеолигоценовой складчатости (верхняя граница среднепарамуширской серии и тебенювской свиты) в пределах Курильской дуги продолжалось геосинклинальное развитие с формированием вулканогенных и терригенно-вулканогенных толщ. В пределах Северных Курил в низах олигоцен-миоценового разреза залегает шумновская свита, представленная сложным переслаиванием псаммитовых и псефитовых туфов, туффитов, окремнелых туфоалевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями туфобрекчий, туфоконгломератов базальтового и андезитов-базальтового состава. Отдельные пачки имеют флишеидное строение (мощность 1600 м). В южных районах (куйбышевская свита) разрез несколько иной: здесь типично преобладание мелкообломочных тонкопереслаивающихся вулканогенно-осадочных и туфогенных пород, среди которых наиболее типичны диатомиты, опоки, туфоалевролиты, песчаники, в меньшей степени туфогравелиты и мелкогалечные конгломераты. В верхах разреза наблюдаются пластовые тела андезитов и дацитов (мощность 1200 м). Шумновская свита сменяется округловской, довольно однообразной по литологическому составу — в основном мелообломочные туфы, туфодиатомиты и туфопесчаники. Подчиненную роль в строении свиты играют пемзовые туфобрекчии и туфоконгломераты андезитового и дацитового состава. В общем в низах и в верхах разреза свиты преобладают грубообломочные породы. Мощность свиты, по разным авторам, от 600 до 1500 м. На о. Итуруп округловской свите соответствуют низы рыбаковской, захватывающей более широкий возрастной диапазон и несогласно перекрывающейся камуйской свитой. Рыбаковская свита сложена туфобрекчиями, туфогенными песчаниками, а также туфоалевролитами с прослоями туфодиатомитов (мощность порядка 1200—1400 м). Камуйская свита представлена туфогенно-осадочными породами с пачками конгломератов, гравелитов, туфобрекчий среднего и кислого состава (мощность до 1000 м). По всей вероятности, в период накопления перечисленных толщ периодически происходили вспышки наземного вулканизма на образующихся параллельно развитию прогиба островах (см. рис. 14, 15).

Выше округловской свиты на Северных Курилах и камуйской на Южных наблюдается крупный перерыв в осадконакоплении, в общем соот-

ветствующий верхнемиоценовой орогении и складчатости на Камчатке. По нашим представлениям, орогенический процесс и складчатость носили скользящий характер во времени, с направленным развитием с севера на юг, что парагенетически связано с таким же направленным развитием Курило-Камчатского желоба и надвигом континента на океан. Так, на Северных Курилах осадконакопление прерывается в среднем миоцене, а на Южных Курилах, по-видимому, в начале верхнего (?) (рис. 16, 17).

Анализ более поздних малакофаун и возраст гранитных интрузий, датированных в 2—4 млн. лет (Фирсов, 1972), позволяют говорить о завершении данной орогенической фазы в пределах всей Курильской островной дуги в нижнем плиоцене. В период поднятий на территории современной Курильской гряды формировались, вероятнее всего, крупные острова, окруженные мелким морем, по которому, судя по распространению фауны, осуществлялась связь с Сахалином и Западно-Камчатским прогибом (рис. 17, 18).

Верхи неогенового разреза на Северных и Южных Курилах представлены соответственно океанской и парусной свитами. Свиты сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными (преимущественно грубообломочными) породами: туфобрекчиями, туфоконгломератами, лавобрекчиями и потоками андезитобазальтов. Подчиненное значение имеют прослои туфогенных песчаников и гравелитов (мощность свит порядка 1200—1600 м). Как парусная, так и океанская свиты залегают на более древних образованиях трансгрессивно с угловым несогласием. По возрасту они соответствуют, по-видимому, тумрокско-крукскому верхнеплиоценовому вулканогенному комплексу, широко распространенному в пределах Камчатки. В это время в зоне Курильской дуги располагалось мелкое море и развивался вулканизм, постепенно переходящий от прибрежно-морского к континентальному. В дальнейшем в пределах Курильских островов возник, по-видимому, перерыв в развитии наземного вулканизма, который активно возобновился лишь в среднечетвертичное время.

Приведенное выше краткое описание основных геологических событий доплиоценового времени позволяет сделать следующие выводы:

1. Верхнемеловые геосинклинали развивались в виде двух крупных ветвей — западной и восточной. Западная захватывала районы Охотского побережья и через юг Камчатки простиралась в пределы современной Курильской гряды. Восточная ветвь включала большую часть территории Центральной и Восточной Камчатки и, делая резкий структурный разворот на отрезке от м. Шипунского до п-ова Камчатский мыс, продолжалась на восток вдоль края Берингийской платформы.

2. Палеогеновые прогибы и поднятия являются структурами резко наложенными по отношению к верхнемеловому основанию. В доплиоценовое время они развивались унаследованно. Формирование восточных геосинклинальных прогибов продолжалось с перерывами от палеоцена до среднего-верхнего миоцена с общей тенденцией развития по простиранию с севера на юг¹.

3. Особенности развития Восточно-Камчатского геосинклинального прогиба следующие: а) исключительно основной вулканизм, проявившийся в пределах прогиба; б) распространение специфической кремнисто-карбонатной формации, сопровождавшейся образованием спилитов; в) отсутствие гранитной фазы при замыкании прогиба в процессе орогении.

4. Параллельно геосинклинальному прогибу в пределах поднятий формировался пояс наземного известково-щелочного вулканизма, разви-

¹ Направленное развитие прогибов отмечалось ранее Г. М. Власовым (1961).

тие которого происходило также направленно, крупными импульсами с севера на юг, с эоцена по миоцен, постепенно захватывая более южные районы Камчатки.

5. Выделяются две основные эпохи орогении и складчатости — ранне-олигоценовая и средне-верхнемиоценовая. В результате первой активизировались диагональные зоны расколов, приведшие к обособлению в пределах Камчатки ряда крупных блоков, и проявились горизонтальные движения по надвигам с востока на запад. В верхнемиоценовую эпоху закладываются надвиги, отделяющие океанические блоки от континентальных, связанные с ними глубоководные желоба, также развивающиеся во времени по простираанию.

6. Блок Восточной Камчатки, ограниченный диагональными разломами, на протяжении всего кайнозоя является тектонически наиболее активным. Это можно объяснить формированием его на структурном развороте верхнемеловых образований, а также приграничным положением с районом, который в ходе кайнозойской истории постепенно приобретает черты океанической структуры (северо-западная часть Тихого океана).

7. Центральное поднятие в дисплиоценовое время представляет собой долго и сложно развивающийся антиклинорий, в пределах которого на определенных этапах формируется как денудационно-тектонический, так и вулканический аккумулятивный рельеф.

8. Наиболее крупной эпохой выравнивания является поздневерхнемиоценовая, вслед за которой начинается формирование современных морфоструктур.

9. Можно говорить о некоторой унаследованности (в основном географического характера) современных морфоструктур по отношению к более древним элементам рельефа. Так Срединный хребет в какой-то степени соответствует Центральному поднятию, Камчатская депрессия — Центральному прогибу, заложившемуся в миоцене. Унаследованно, направленно развивающиеся до настоящего времени крупные структурные элементы начинают формироваться лишь после общего верхнемиоценового поднятия, сопровождавшегося частичной инверсией рельефа и последующим его выравниванием.

Нижнеплиоценовый этап

После этапа выравнивания рельефа на большей части территории региона по линейным зонам произошли тектонические подвижки. В результате этих подвижек наметились крупные блоковые структуры преимущественно северо-восточного простирания, развитие которых привело в конечном итоге к формированию современного рельефа. Большая роль в развитии рельефа принадлежит также вулканизму. Таким образом, нижнеплиоценовый этап можно охарактеризовать как время начала формирования новейших структур и наложенного вулканического пояса, сложный процесс развития которых захватывает весь плиоцен и четвертичный период (см. рис. 18). В нижнем плиоцене большая часть территории Восточной и Южной Камчатки была устойчивой сушей. В отдельных местах, на крайнем востоке региона и на юге, трансгрессировало мелкое море, захватывая незначительные площади; возможно, это были кратковременные ингрессии. Морские слабо угленосные фации присутствуют в низах разреза щипинской свиты в хр. Тумрок, в отдельных участках на Шипунском полуострове и на Кроноцкой площади, а также (по данным съёмки В. С. Шеймовича) на юге Камчатки. Для этого времени характерно мощное континентальное осадконакопление как терригенное, так и чисто вулканическое. Часто наблюдаются сложные фациальные переходы от терригенных угленосных фаций через вулканогенно-осадочные к вулканогенным.

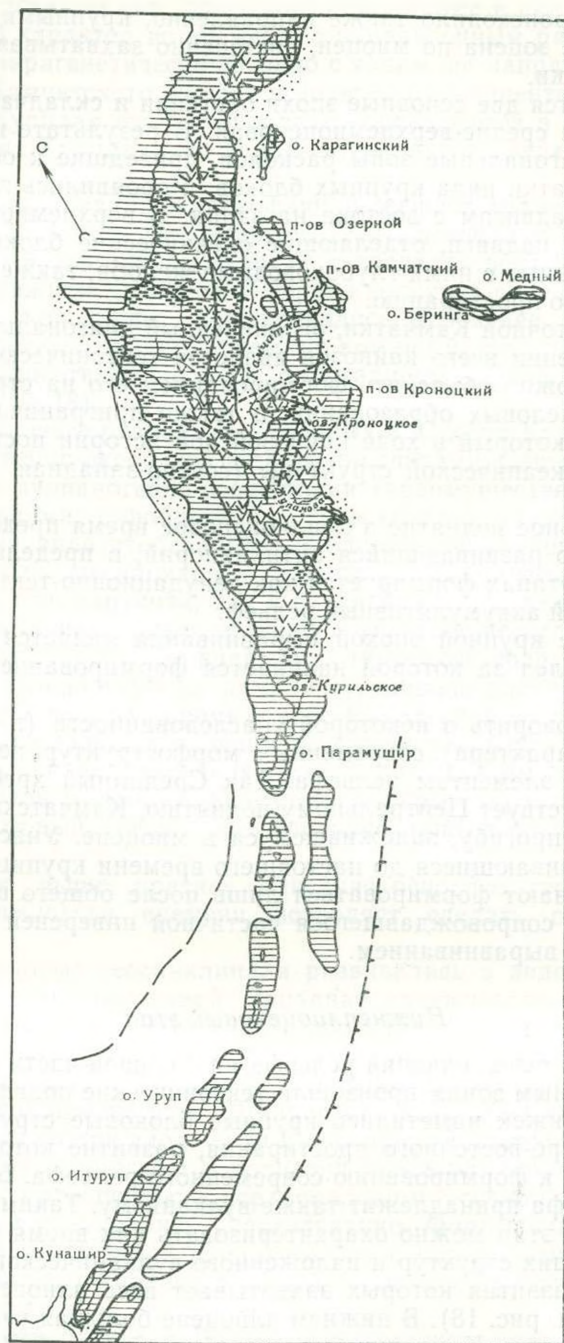


Рис. 18. Палеогеографическая схема для нижнеплиоценового времени

Условные обозначения см. рис. 10

С помощью фациально-формационного анализа можно восстановить историю развития структур типа межгорных впадин и характер причлененных к ним вулканических и невулканических поднятий. Наглядный пример этому — история формирования сложно фациально построенной щипинской свиты в районе хр. Тумрок. В настоящее время указанные образования обнажаются в молодом одностороннем горсте северо-восточ-

ного простираения (хр. Тумрок), являющемся частью единого четвертичного горстообразного поднятия Восточного хребта. Детальное изучение терригенных и вулканогенных разрезов щапинской свиты позволило провести анализ истории осадконакопления этого времени и дать в общем характеристику развития структур и вулканизма. Анализ циклически построенных терригенных отложений щапинской свиты (литологические, текстурные и структурные признаки) представил возможным рассматривать их как аллювиальный комплекс, в котором наблюдается закономерная смена русловых фаций дельтовыми, пойменными и болотными. Мощности элементарных циклов различны: более мощные (15—20 м) сменяются маломощными (2—3 м), а затем снова мощными. Ряд элементарных циклов образуют более крупный цикл осадконакопления (мезоцикл), в основании которого ведущую роль играют русловые фации, а в верхней части — дельтовые, пойменные и болотные. Последние нигде не дают мощных отложений. Образование подобной цикличности связано, по всей вероятности, с неравномерностью прогибания депрессии, заполнявшейся аллювиальными и пролювиальными осадками.

Отложения щапинской свиты мы рассматриваем как единый макроцикл седиментации, т. е. единую толщу осадков, накапливающихся в определенных тектонических условиях, в пределах которой можно проследить закономерную смену фациальных обстановок. В данном случае ясно выражена смена обстановок прибрежно-морских континентальными (терригенными) и даже чисто вулканогенными (регрессивный цикл). В пределах рассматриваемой территории с севера на юг терригенные отложения полностью замещаются базальтовыми и дацитовыми вулканидами. На юге района щапинская свита представляет собой единый макроцикл накопления продуктов вулканической деятельности. Вулканизм, синхронный накоплению терригенных фаций щапинской свиты, представлял собой чередование базальтовых и ингимбритовых извержений.

Реконструкция вулканических построек позволяет сделать вывод, что базальтовые излияния были связаны с развитием щитообразных и существенно лавовых стратовулканов, и ареальных зон, а ингимбриты — с развитием кольцевых вулкано-тектонических структур.

Выше отмечен характер заполнения межгорной впадины осадками в той части района, рельеф которой в четвертичное время претерпел инверсию. Вследствие этого дно впадины, находившееся в момент ее заложения на уровне моря, в настоящее время расположено на отметках 1000—1200 м. Близкая по характеру развития впадина (или, возможно, ряд впадин) с таким же неравномерным режимом прогибания прослеживается вдоль р. Жупановой параллельно Валагинскому хребту (по данным съемок А. Г. Цикунова, КТГУ). Формировалась эта впадина на разнородном складчатом фундаменте, сложенном среднемиоценовыми и мел-палеогеновыми отложениями. В настоящее время дно ее находится на отметках 300—400 м. Большое количество обломков переотложенных мел-палеогеновых и миоценовых пород в составе терригенного комплекса межгорных впадин, совместное нахождение (в одних и тех же пластах) как долинных, так и альпийских элементов в ископаемой флоре говорят о сильно расчлененном, вероятнее всего, альпийском рельефе поднятий, окружавших впадины.

Большая часть территории Восточного хребта (Валагинский, частично Тумрок и Кумроч) в нижнем плиоцене представляла собой высокогорную систему с сильно расчлененным рельефом. Вулканические хребты в это время образовывались за счет слияния линейно расположенных крупных базальтовых, андезитобазальтовых и дацитовых вулканов. Формирование их было связано с развитием поперечных структур северо-западного и субширотного простираений. Одна из таких структур протягивается через северную часть хребтов Гамчен, Тумрок и далее на запад

через Центральную Камчатскую депрессию, где ей соответствует хр. Никольский (Тумрокско-Никольская зона). Вулканические хребты, возникшие в этой зоне в нижнем плиоцене, были, по-видимому, чисто аккумулятивными поднятиями. Южнее аналогичная по характеру зона прослеживается от среднего течения р. Налычевой через южную часть хр. Валагинского к Ганальскому и Срединному хребтам. Таким образом, этот район Камчатки представлял собой в нижнем плиоцене систему вулканических, в меньшей степени тектоно-вулканических поднятий, имевших вид горных хребтов северо-западного и субширотного простирания. На большей части территории Южной Камчатки в это время также формировался преимущественно аккумулятивный вулканический рельеф и лишь в восточной, прибрежной, части и в районе хр. Южно-Быстринского можно допустить существование тектонических поднятий с эрозионными формами рельефа. Массовые выбросы игнимбритов, происходившие при формировании базальт-дацитовых серий Восточной и, по-видимому, Южной Камчатки в нижнем плиоцене, создавали платообразные поверхности — платоигнимбриты (заполнение игнимбритами мелко-всхолмленного рельефа). Реликты таких поверхностей сохранились в пределах хр. Гамчен (урочище Оленья тундра). Платоигнимбриты прослеживаются также в среднем и верхнем течении р. Жупановой под нижнечетвертичным лавовым плато. По-видимому, такие образования были широко распространены и на Южной Камчатке.

В пределах Центральной Камчатской депрессии в нижнем плиоцене с севера ингрессировало мелкое море. Прибрежно-морские фации прослеживаются вдоль восточных склонов Срединного хребта от п-ова Озерного на севере до широты хр. Никольского на юге. Обычно они приурочены к низам разреза кахтунской свиты, стратотип которой описан в бассейнах рек Кахтун, Сехлун, Крерук (левые притоки р. Камчатки). На остальной территории Центральной Камчатки, а также почти на всей Северной Камчатке шло интенсивное континентальное осадконакопление как терригенное, так и вулканогенное. Терригенные осадки, так же как и на Восточной Камчатке, накапливались в депрессиях типа межгорных впадин. В отличие от востока полуострова такие структуры всегда были сопряжены с вулканическими поднятиями. Срединный хребет (кроме самой южной части, где существовал выступ кристаллических пород) до широты р. Хайлюли представлял чисто аккумулятивное вулканическое поднятие (в опущенном блоке). Севернее, вплоть до широты залива Корфа, формировался преимущественно тектоно-вулканический рельеф. Здесь одновременно с образованием основных и кислых вулканов происходило общее поднятие района. Особняком стоит о. Карагинский и прилегающая к нему акватория, где в нижнем плиоцене господствовали морские условия (Гладенков, 1972). В пределах большей части Срединного хребта возник сложный вулканический рельеф, представленный системой вулканических хребтов и плато. Весьма характерными для того времени были существенно лавовые стратовулканы, кальдеры и вулканотектонические депрессии, в которых часто происходило мощное озерное туфогенное осадконакопление. Тонкослоистые озерные осадки, отвечающие по составу кислым туфам, в которых захоронена ископаемая флора, часто встречаются в кахтунской свите в бассейнах рек Кимитиной, Сехлуна, Кахтуна, а также в бассейне правых притоков р. Еловки. Массовые излияния ареальных базальтов и игнимбритов создали платообразные поверхности, причем игнимбриты ассоциировались как с кольцевыми вулканотектоническими депрессиями, так и с линейными структурами типа грабенов. Следует отметить, что, несмотря на общее северо-восточное простирание вулканической зоны, зачастую вулканы и отдельные вулканические хребты контролировались разломами северо-западного простирания. Такое же простирание в нижнем плиоцене имели многие вулканотектонические грабены.

На большей части территории Западной Камчатки в нижнем плиоцене происходил постепенный переход от прибрежно-морского осадконакопления к континентальному — это время формирования терригенной эрмановской свиты, для которой характерно повсеместно большое количество переотложенного вулканического материала и слабая угленосность, выраженная маломощными прослоями бурых углей и лигнитов. Часть территории Западной Камчатки в это время была областью слабого размыва с продолжающимся медленным выравниванием рельефа.

В итоге к концу нижнего плиоцена в общем виде сложились следующие основные морфоструктурные элементы Камчатки: хребты Восточный и Срединный, Центральная Камчатская депрессия, которая на большей своей части имела вид глубокого морского залива, вулканические нагорья Южной Камчатки и Западно-Камчатская холмистая равнина (см. рис. 18).

В конце нижнего плиоцена произошла складчатость, весьма неравномерно проявившаяся по региону. Небольшие гранитные и диоритовые интрузии, распространенные на юге Срединного хребта и частично в Восточном хребте, по-видимому, синхронны складчатости и по возрасту соответствуют аналогичным интрузиям Курильских островов. Так, например, возраст интрузии диоритов и габбро-норитов в хр. Кумроч определен в 4 ± 2 млн. лет (Волынец, Шилин, 1965).

После непродолжительного размыва и местного выравнивания рельефа, проявившегося в основном в районах Западной и Восточной Камчатки, начинается верхнеплиоцен-четвертичный геоморфологический период развития рельефа региона.

Основные тенденции развития рельефа региона в кайнозое

Особенности формирования палеорельефа неразрывно связаны с эволюцией геологических процессов. Можно в общих чертах выделить три крупные эпохи развития рельефа, соответствующие определенным эпохам геологической истории Камчатки в кайнозое: раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной и раннеорогенической. Раннегеосинклинальная эпоха захватывает палеоцен, эоцен и нижний олигоцен. В палеоцене и эоцене характерны развитие морских прогибов, и постепенное их компенсирование терригенными осадками и продуктами вулканизма. Рельеф Восточно-Камчатского прогиба на ранних стадиях развития был, по-видимому, близок к рельефу современных глубоководных желобов. В дальнейшем (верхний эоцен) по крайней мере южная часть Восточно-Камчатского прогиба превратилась в мелкое море с островами. Рельеф Западно-Камчатского прогиба был неровным: относительно глубокие впадины чередовались с поднятиями мелового фундамента, часто представлявшими собой крупные долгоживущие острова. Развитие прогибов как восточного, так и западного было неразрывно связано с формированием разделяющей их суши, которая в геосинклинальную стадию развития представляла собой систему крупных островов с преимущественно горным рельефом. Денудационно-тектонический рельеф преобладал в южной части поднятия, в северной же, особенно в эоцене, господствовала вулканическая аккумуляция и формировались вулканические горные хребты (частично, видимо, подводные) и нагорья. В нижнем олигоцене произошло замыкание южной части Восточно-Камчатского прогиба. Для этого времени характерно общее высокое стояние суши с преимущественно денудационно-тектоническим горным рельефом, который подвергся выравниванию в первой половине олигоцена. Горная страна в олигоцене, возможно, смыкалась с Берингийской сушей, имевшей, по всей вероятности, рельеф значительно менее расчлененный.

Позднегеосинклинальная эпоха охватывает вторую половину олигоцена, нижний и частично средний миоцен. За это время произошло постепенное уменьшение площади морских прогибов за счет разраставшейся суши. Вулканизм приобрел решающую роль в рельефообразовании в более южных районах полуострова. В наиболее тектонически активном блоке Восточной Камчатки вплоть до плиоцена развивались преимущественно эрозионные формы рельефа. Пульсационный тектонический режим привел к образованию горных систем, их нивелировке в периоды относительной тектонической стабильности и вновь к горообразованию. При замыкании олигоцен-миоценовой геосинклинали в среднем и верхнем миоцене большое значение, особенно в пределах Восточной Камчатки, стали иметь горизонтальные движения, связанные с образованием надвига континент — океан. На Восточной Камчатке — фронтальной зоне надвига (область сжатия) — происходило интенсивное горообразование, в Срединном хребте — тыловой части надвига (область растяжения) — формировался вулканический аккумулятивный рельеф.

В верхнем миоцене Камчатка окончательно вступает в орогеническую стадию развития; после регионального выравнивания рельефа закладываются основные морфоструктуры полуострова. Интенсивный вулканизм, проявившийся в плиоцене в большинстве районов полуострова, создал главные формы рельефа. Возникли горные хребты и нагорья, образовавшиеся в результате слияния крупных вулканов, обширные вулканические плато, сложенные лавами и игнимбритами, отдельные вулканы и столовые горы. Наряду с вулканическими формами рельефа образовались крупные горсты и грабены.

В целом основной тенденцией развития рельефа региона в кайнозой был рост и постепенная стабилизация орогенической суши с формированием как вулканического, так и денудационно-тектонического рельефа. В периоды относительной разрядки тектонических напряжений создавался преимущественно аккумулятивный вулканический рельеф, а в эпохи тектонической активизации — денудационный. В кайнозой Камчатка из архипелага островов превратилась в горную страну со сложным рельефом, причиной формирования которого в первую очередь были эндогенные факторы — вулканизм и тектоника.

Геологическое развитие и тем самым развитие наземного рельефа Курильской зоны запаздывает по отношению к Камчатке. Если Камчатка уже с верхнего миоцена вступила в орогеническую стадию развития, то Курильская островная дуга в настоящее время еще является геосинклинальной областью с развивающимся глубоководным желобом, вулканическими и невулканическими геоантиклинальными, преимущественно подводными поднятиями, которые выступают над уровнем моря лишь в виде крупных и мелких островов.

НОВЕЙШИЙ ПЕРИОД ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

ОБЪЕМ, ЭТАПНОСТЬ И ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ НОВЕЙШЕГО ПЕРИОДА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Во второй части настоящей работы была рассмотрена предыстория формирования современного рельефа, запечатленная в характере накопления осадочных и вулканогенных толщ, сформировавшихся за длительный отрезок времени от мела до плиоцена.

Кавранский этап развития полуострова закончился проявлением фазы складчатости, в результате которой осадочные кавранские отложения и их вулканогенные аналоги были слабо дислоцированы и разбиты разрывными нарушениями. Для выяснения последующей истории развития Камчатского полуострова необходимо прежде всего остановиться на стратиграфии посткавранских отложений, на базе которых делаются реконструкции рельефа, и обсудить вопросы возраста отложений и корреляции их в пределах полуострова. Это позволит обосновать выделение новейшего этапа истории и наметить последовательность событий в его пределах. Немаловажно рассмотреть и вопрос о поверхностях выравнивания как естественных рубежах отдельных этапов и о положении третично-четвертичной границы.

На Межведомственном стратиграфическом совещании 1961 г. плиоцен-четвертичная граница приурочивалась к верхней границе кавранской серии. Эрмановская свита была отнесена к верхнему плиоцену, а все залегающие выше отложения, в том числе и морские энемтенские осадки, считались постплиоценовыми. В последующие годы эта точка зрения без изменений нашла отражение в сводных работах по геологическому строению и тектонике полуострова (Власов и др., 1963; Белова и др., 1961; Геология СССР, т. XXXI, 1964; Горячев, 1966, и др.). В вулканических районах аналогами осадочных кавранских отложений считались фациально замещающие их по простираанию вулканогенные породы алнейской серии, возраст которых определялся в тех же традиционных для каврана рамках верхнего миоцена-плиоцена. Общепризнанным считалось, что отложения алнейской серии перекрываются платобазальтами, по подошве которых проводилась плиоцен-четвертичная граница. Иногда между алнейской серией и «платоэффузивами» выделялся промежуточный горизонт, представленный игнимбритами и кислыми туфами (Апрелков, 1961, 1966).

Г. М. Власовым (1959а, б, в) было высказано представление, затем поддержанное многими геологами (Святловский, 1957; Эрлих, 1960; Горячев, 1966; Апрельков, 1966), о широком развитии процессов выравнивания на границе третичного и четвертичного периодов. Г. М. Власов выделил региональную денудационную поверхность выравнивания, срезающую дислоцированные отложения кавранской и алнейской серии. К этой поверхности были отнесены все выраженные в рельефе выровненные водораздельные пространства, развитые главным образом в пределах вулканических районов Камчатки и Курильских островов. Поверхность выравнивания рассматривалась как важнейший стратиграфичес-

кий рубеж, отделяющий третичный и четвертичный периоды. Возраст поверхности выравнивания определялся по срезанию ею кавранских отложений и их стратиграфических аналогов, а поскольку самые молодые из них (эрмановская свита) были отнесены к верхнему плиоцену, то поверхность считалась постплиоценовой.

Позднейшие исследования внесли существенные изменения в представления как о возрасте кавранской серии, так и о стратиграфии и возрасте перекрывающих ее осадков. В общем изучении новейших отложений наметились две тенденции. Одни исследователи продолжали разделять представление о сравнительно молодом возрасте эрмановской свиты и энемтенских отложений. Так, А. П. Васильковский (1959, 1960) неоднократно стремился показать принадлежность эрмановской свиты к эоплейстоцену. Близкой точки зрения придерживался А. Р. Гептнер (Гептнер и др., 1966), который отнес эрмановскую свиту к нижнему и среднему ярусам эоплейстоцена (плиоцен), а перекрывающие ее энемтенские отложения — к верхнему эоплейстоцену или раннему антропогену принятой в СССР стратиграфической шкалы.

Одновременно большая группа исследователей на основании пересмотра фауны морских кавранских и посткавранских отложений высказала представление о значительно более древнем возрасте эрмановской свиты и энемтенских осадков. Еще на Межведомственном стратиграфическом совещании В. В. Меннер и В. Н. Куликова (1961) указали на верхнеплиоценовый возраст энемтенской свиты. В последующие годы на основании детального изучения фауны из энемтенской свиты возраст ее был понижен В. Н. Синельниковой до среднего плиоцена (Синельникова, 1967, 1969). Соответственно возраст эрмановской свиты определялся как нижний плиоцен. Представление о нижнеплиоценовом возрасте свиты обосновано изучением ископаемой флоры из эрмановских отложений и их вулканогенных аналогов (Челебаева, 1971а, б) и изучением морских и пресноводных моллюсков, обнаруженных в разных горизонтах этих отложений (Друщиц и др., 1970). В самое последнее время высказываются представления о еще более древнем возрасте эрмановских отложений. В некоторых стратиграфических схемах вся свита (Синельникова, Друщиц, 1971; Гладенков, 1971а, б) или ее нижняя подсвита (Челебаева, 1971а, б) помещалась в верхи миоцена. Таким образом, вопрос о возрасте эрмановской свиты за время, прошедшее с Межведомственного совещания, подвергся коренной ревизии, вследствие чего свита переместилась из верхнего плиоцена в верхний миоцен-ранний плиоцен. Наметься очевидное сближение новых стратиграфических представлений по верхнекавранским и посткавранским отложениям Камчатки с датировками сопоставляемых с ними континентальных толщ Северо-Востока СССР, на древний возраст которых неоднократно указывалось в литературе последних лет (Баранова, 1962; Баранова, Дорофеев, 1962; Баранова и др., 1968).

В соответствии с понижением возраста эрмановской свиты изменились и представления о начале посткавранского этапа. Складчатость кавранских отложений стали относить не к границе третичного и четвертичного периодов, а к концу нижнего плиоцена.

К наиболее древним посткавранским отложениям принято относить морские отложения энемтенской свиты. Как уже указывалось выше, эти отложения датируются средним плиоценом (Синельникова, 1959). В первой части настоящей работы А. И. Челебаевой, А. Е. Шанцером и И. А. Егоровой высказано представление о том, что энемтенские отложения не залегают на эрмановской свите, а являются ее аналогами и соответственно имеют одинаковый с нею возраст.

Более молодые верхнеплиоценовые и раннеплейстоценовые отложения изучены на Камчатке крайне плохо. На Западной Камчатке после понижения возраста эрмановской и энемтенской свит вопрос о верхне-

плиоценовых и раннечетвертичных отложениях остается открытым. А. И. Челебаева относит здесь к верхнему плиоцену усть-тигильскую свиту (Челебаева, 1971а, б), однако указывает, что положение и объем этой свиты остаются неясными. Несомненно более молодые, чем энеменские морские отложения обнаружены только на Восточной Камчатке на полуострове Камчатского мыса — это ольховская и лахтакская толщи (Куприна, 1970; Беспалый и др., 1972) и на полуострове Карагинском — усть-лимимтэваямские и тусатуваямские слои (Петров, Хорева, 1968), сопоставляемые О. М. Петровым с берингийскими и анвильскими слоями Аляски. Более молодые четвертичные отложения здесь представлены осадками высоких цокольных морских террас.

В Центральной Камчатской депрессии верхнеплиоценовые отложения не вскрыты. Начиная разрез толща «синих глин» отнесена к раннему плейстоцену (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). Таким образом, на Камчатке отсутствуют разрезы осадочных отложений, в которых наблюдался бы непосредственный переход от верхнеплиоценовых отложений к четвертичным и которые можно было бы рассматривать как эталонные для стратиграфических построений и корреляций. Все это затрудняет решение вопроса о проведении третично-четвертичной границы.

Существенные изменения за последние годы претерпели и представления о стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ. Работами последних лет было показано, что алнейская серия является более сложным образованием, чем это считалось ранее. Часть отложений алнейской серии продолжает рассматриваться как возрастной аналог кавранских. Именно к этой части алнейской серии относятся находки фауны (Шеймович и др., 1965) и флоры (Челебаева, 1971а б), подтверждающие представление о ее мио-плиоценовом возрасте. В Среднем и Восточном хребтах эти вулканогенные отложения выделялись А. Е. Шанцером (Шанцер, Челебаева, 1966) под названием щапинской и кахтунской свит, сопоставляемых с эрмановской свитой кавранской серии.

В то же время рядом исследователей (Арсанов, Малаева, 1964; Гладенков, 1965; Шанцер и др., 1966; Ермаков и др., 1969) было показано, что в состав единой алнейской серии неправомерно включаются образования, залегающие с перерывом и угловым несогласием на дислоцированных кавранских отложениях или на их вулканогенных аналогах. Эти недислоцированные надкавранские отложения, залегающие под толщей платоэффузивов Камчатки, стали выделяться как самостоятельные толщи под разными названиями: вулканогенно-осадочная толща на северной Камчатке, залегающая на отложениях эрмановской свиты (Арсанов, Малаева, 1964), крерукский комплекс в Среднем хребте (Шанцер и др., 1969; Гептнер и др., 1972), тумрокский комплекс в Восточном хребте (Шанцер, Челебаева, Гептнер, 1966). Некоторые авторы, выделяя надкавранские вулканогенные отложения, сохраняли за ними название алнейской серии (Ермаков, Алыпина, Егорова, 1969). Это вносило ненужную путаницу в вопрос о возрасте алнейской серии, так как, доказывая более молодой или более древний возраст серии, обычно рассматривали разные стратиграфические горизонты, искусственно объединенные в один комплекс, а выводы о возрасте этих горизонтов распространялись на всю толщу. Поэтому, соглашаясь с Ю. Б. Гладенковым (1965) и А. Е. Шанцером (1968), показавшими, что в алнейскую серию объединяются разновозрастные образования разных толщ, можно признать совершенно правильной точку зрения А. Е. Шанцера, отказавшегося от термина алнейская серия и принявшего новые названия для вулканогенных аналогов каврана и надкавранских отложений.

По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, возраст надкавранских вулканогенных толщ определялся Е. М. Малаевой

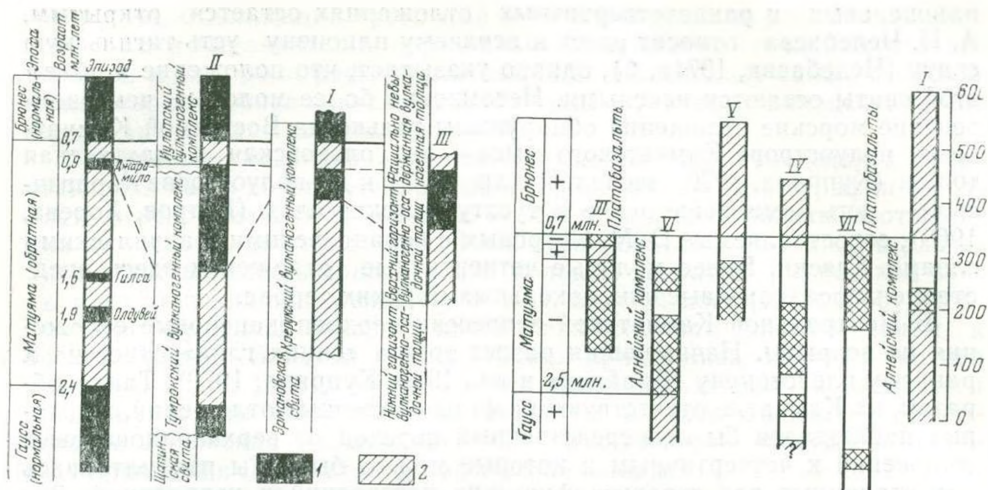


Рис. 19. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов Камчатки с палеомагнитной шкалой (Cox, Dalrymple) по М. А. Певзнеру (1972)

I — Центральный хребет; II — район хребтов Тумрок и Гамчен, III — Рекинникский район: 1 — зоны прямой намагнитченности пород, 2 — зоны обратной намагнитченности пород

Рис. 20. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов Юго-Восточной Камчатки с палеомагнитной шкалой (по В. А. Ермакову и др., 1969)

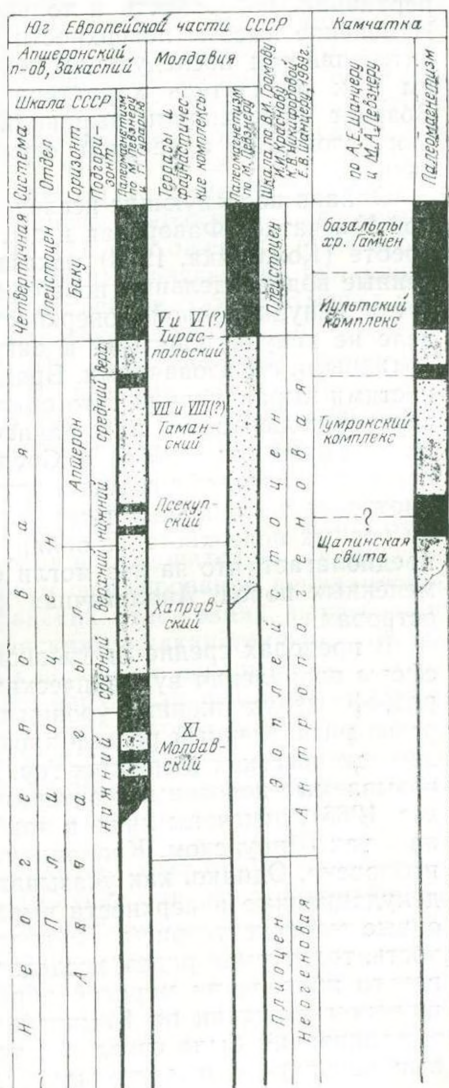
Сетка-зоны обратной намагнитченности, штриховка — прямо намагнитченные, белое — неопробованные отложения

(Волчанская, Малаева, 1966; Боярская, Малаева 1967), И. А. Егоровой и Е. Г. Лупикиной (Шанцер и др., 1969; Ермаков и др., 1969) как верхнеплиоценовый или верхнеплиоцен-раннечетвертичный. Эти авторы сопоставляли вулканогенные надкавказские отложения с континентальными аналогами энеменских отложений Западной Камчатки и толщей «синих глин» Центральной Камчатской депрессии. В то же время некоторые исследователи (Куприна, 1970; Брайцева и др., 1968) указывали на более молодой возраст «синих глин» по сравнению с морскими энеменскими осадками и надкавказскими вулканогенными образованиями. О. А. Брайцевой толща «синих глин» сопоставлялась не с надкавказскими плиоценовыми отложениями, а с более молодой толщей платоэффузивов.

Проведенные в последние годы палеомагнитные исследования позволили пересмотреть и уточнить представления о корреляции и последовательности накопления рассмотренных толщ. Палеомагнитные исследования вулканогенных отложений проводились М. А. Певзнером в хребтах Срединном, Тумрок и на Северной Камчатке (Певзнер, 1968, 1972), В. В. Кочегурой (Кочегура, Огородов, Кожемяка, 1969) в Срединном хребте, О. М. Алыповой (Ермаков и др., 1969) на юго-восточной Камчатке в пределах Налачевского поднятия, Д. М. Печерским в Ганальском хребте (Печерский, Ключева, Казакова, 1965). Кроме того, М. А. Певзнером, О. М. Алыповой и затем Ф. С. Файнбергом (Беспалый и др., 1970) изучались осадочные отложения толщи «синих глин» и ледниковые отложения западного побережья Камчатки. Результаты палеомагнитных исследований представлены на рис. 19, 20, на которых хорошо видно, что первая зона обратной намагнитченности падает на низы «лав плато» и основание разрезов щитовых вулканов (июльский комплекс, по А. Е. Шанцеру), что дает возможность считать возраст нижних горизонтов «платоэффузивов» несколько древнее 0,7 млн. лет. Сопоставление нижней зоны обратной намагнитченности с эпохой Матуяма позволяет определять нижнюю возрастную границу надкавказских вулкано-

генных отложений цифрой около 2,5 млн. лет и датировать их верхним плиоценом. Основываясь на сопоставлении последней зоны обратной намагниченности с аналогичной зоной, установленной в Европейской части СССР в апшеронских отложениях и в Европе в отложениях верхнего виллафранка (рис. 21), можно полагать, что и часть толщи плато-эффузивов относится к верхнему плиоцену по принятой в СССР стратиграфической шкале. Более молодые раннеплейстоценовые отложения представлены прямо намагниченными породами верхней части «лав плато» и разрезов щитовых вулканов и прямо намагниченными осадочными отложениями толщи «синих глин».

Важно подчеркнуть, что при работах в вулканических районах Камчатки в тех случаях, когда от-



сутствуют лавы плато в своем типичном выражении и нет палеомагнитных данных, очень трудно провести разграничение верхнеплиоценовых и раннеплейстоценовых отложений. В таких случаях обычно выделяется единый комплекс верхнеплиоцен-раннечетвертичных вулканогенных пород, датируемых по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов в широком диапазоне без более дробного деления.

После рассмотрения вопросов стратиграфии посткавказских плиоцен-раннечетвертичных отложений необходимо остановиться на соотношении некоторых толщ и характере разделяющих их поверхностей для выделения границ новейшего этапа в развитии рельефа Курило-Камчатской области.

Как уже указывалось выше, многие исследователи связывают с плиоцен-четвертичной границей формирование региональной поверхности выравнивания. По Г. М. Власову (1959а, б, в), эта поверхность срезает алнейские отложения и фиксируется корой выветривания. К ней отнесены почти все выраженные в рельефе выровненные платообразные водораздельные пространства, развитые главным образом в пределах вулканических районов Камчатки и Курильских островов. По мнению Г. М. Власова, в большинстве случаев в рельефе выражена ее первичная поверхность и только местами она бронирована лавами. Изменение высоты поверхности выравнивания в связи с различиями в интенсивности последующих тектонических движений рассматривались им как показатель характера и амплитуды новейших деформаций. Возраст поверхности выравнивания считался постплиоценовым, так как отложения алнейской серии датировались верхним миоцен-плиоценом.

Однако последующие исследования И. К. Волчанской на юго-восточной Камчатке (Фаворская и др., 1965) и Н. Н. Кожемяки в Срединном хребте (Кожемяка, 1963) показали, что выраженные в рельефе выровненные водораздельные поверхности, на которые указывали как на остатки денудационной поверхности выравнивания, являются на самом деле не денудационными, а аккумулятивными или структурно-аккумулятивными образованиями. Вряд ли их вообще стоит называть поверхностями выравнивания. Это обычно ровные поверхности лавовых плато верхнеплиоценового или раннечетвертичного возраста. По данным Н. Н. Кожемяки (1966а), в Срединном хребте высокие выровненные поверхности в рельефе вообще отсутствуют там, где нет лавовых толщ. Несмотря на специальные тщательные поиски древней коры выветривания на ровных поверхностях, обнаружить ее не удалось. Н. Н. Кожемяка предполагает, что за нее могли быть приняты зоны гидротермально-измененных пород. Аналогичная картина имеет место и на Курильских островах.

В пределах средне- и высокогорных участков горных хребтов, вне сферы проявления вулканических процессов, какие-либо выраженные в рельефе денудационные уровни не фиксируются. Повсюду наблюдается резко расчлененный рельеф эрозионно-денудационных и ледниково-эрозионных высоких и средних гор. Плоские водораздельные пространства, называемые некоторыми авторами поверхностями выравнивания (Горячев, 1966), отмечены лишь в прибрежных районах Восточной Камчатки, на о-вах Шипунском, Кроноцком, Камчатского мыса и в районе Петропавловска. Однако, как указывают и сами изучавшие их авторы, это не денудационные поверхности выравнивания, а высоко поднятые абразионные морские террасы. По-видимому, и Западно-Камчатская низменность, трактуемая рядом исследователей как пенеплен, была ареной широкого проявления морской абразии. Таким образом, представления о широком развитии на Камчатке выраженных в рельефе поверхностей выравнивания было связано с тем, что с денудационной поверхностью выравнивания отождествлялись действительно широко распространен-

ные поверхности другого генезиса — абразионные или вулканогенно-аккумулятивные.

Однако отсутствие в рельефе поверхностей выравнивания еще не снимает вопрос об их существовании в прошлом. Если в пределах интенсивно поднимающихся и резко расчлененных горст-антиклинальных поднятий они могли быть уничтожены эрозионными процессами, то естественно встает вопрос: не сохранились ли такие поверхности в отставших в процессе поднятия районах широкого проявления вулканизма, где они могли быть законсервированы под накопившимися вулканическими продуктами. В связи с этим понятен интерес к характеру поверхностей, погребенных под породами разновозрастных вулканических комплексов. С этой точки зрения важно рассмотреть две границы: поверхность, погребенную надкавранскими вулканогенными отложениями (т. е. кровлю кавранских отложений), и поверхность, погребенную платозэффузивами» (т. е. кровлю отложений тумрокского комплекса и его аналогов).

Все исследователи, изучавшие подошву отложений «алнейской серии» (в новом понимании), отмечали, что ее вулканогенные отложения ложатся на сравнительно выровненную или слабо расчлененную поверхность подстилающих пород. Первой выделила денудационную поверхность выравнивания в основании «алнейской серии» и указала на ее важное значение при изучении новейшей истории И. К. Волчанская (Волчанская, 1965; Фаворская и др., 1965). Она отметила, что верхнеплиоценовые вулканогенно-осадочные толщи юго-восточной Камчатки залегают большей частью горизонтально на дислоцированных подстилающих отложениях. И. К. Волчанская справедливо подчеркнула условность термина «выравнивание», показав, что погребен пологосклонный рельеф с амплитудами высот до 400—500 м. На существование «дряхлого рельефа» существенно денудационного характера, погребенного под «алнейскими отложениями», указывал Н. Н. Кожемяка (1966а, б, в) для районов Срединного хребта. А. Е. Шанцер, изучавший вулканогенные отложения Восточного и Срединного хребтов, также отмечал в основании крерукского и тумрокского комплексов погребенный денудационный рельеф с амплитудой высот 100—150 м. По-видимому, именно эта поверхность выравнивания отмечена Т. Н. Кременецкой (1970) в западных предгорьях Срединного хребта. В бассейне р. Тигиль ею описан древний денудационный рельеф с амплитудой 100—150 м, выработанный на отложениях мио-плицена и на 70% погребенный лавами. На этой поверхности Т. Н. Кременецкой зафиксированы древние аллювиальные отложения, образовавшиеся при очертании речной сети, отличной от современной. Таким образом, большинство исследователей единодушно указывают на существование перерыва и формирование денудационного рельефа на дислоцированных кавранских отложениях, погребенного затем под более молодыми посткавранскими вулканогенными отложениями, залегающими на подстилающих породах с перерывом и угловым несогласием. Эта поверхность не срезает верхнеплиоценовые отложения, как полагали ранее, а перекрывается ими. Важно отметить, что вулканические формы верхнеплейстоценового этапа (щাপинская и кахтунская свиты) в рельефе не выражены. Здесь мы имеем дело с вулканическими толщами, возникшими в результате переработки вулканических построек.

Иначе исследователи оценивают характер поверхности, погребенной под толщей «платозэффузивов». В этом случае они, не отрицая перерыва между надкавранскими вулканогенно-осадочными отложениями и перекрывающими их «платозэффузивами», в то же время указывают на его кратковременность (Кожемяка, 1967 г., 1972 г.; Шанцер, 1968). Обычно кровля вулканогенно-осадочных отложений, бронируемая «платолавами», почти не переработана экзогенными факторами; повсеместно отсутствуют древняя кора выветривания или остатки древней гидросети.

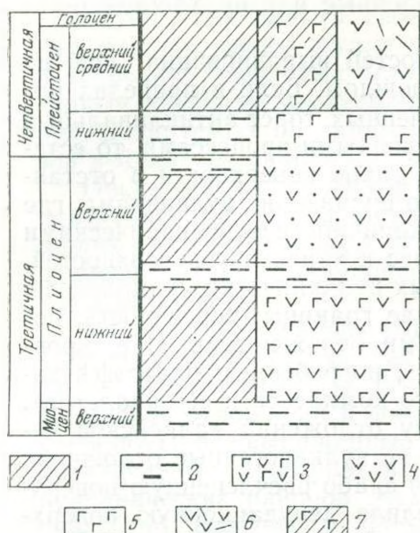


Рис. 22. Характер новейших движений и проявления вулканизма Камчатки

1 — рост гор и расчленение рельефа; 2 — стабилизация тектонического режима и выравнивание рельефа; 3 — формирование вулканогенного рельефа времени накопления щипинской свиты, 4 — формирование вулканогенного рельефа времени накопления тумрокского комплекса и его аналогов, 5 — формирование комплекса «плато-эффузивов» — образование щитовых вулканов и ареальные излияния, 6 — формирование вулканического рельефа в областях современных прогибаний (грабен-синклиналиях), 7 — формирование вулканогенно-тектонического рельефа на вовлеченных в поднятие участках завершившегося плиоцен-раннечетвертичного вулканизма

Правда, часто приходится читать о налегании «платолав» на ровную поверхность подстилающих отложений, однако обычно имеется в виду не денудационная поверхность, а ровные аккумулятивные поверхности вулканических образований. Повсеместно отмечается тесная пространственная и структурная связь верхнеплиоценового и раннечетвертичного вулканизма. Унаследованность между ними такова, что некоторые исследователи включают надкавказские вулканогенные отложения и «платолавы» в один вулканогенный комплекс (Фаворская и др., 1965). Вулканические постройки тумрокского времени как первичные образования в рельефе практически не выражены, однако реликты этих вулканов сохраняются местами до настоящего времени (хр. Тумрок, юго-восточная и Южная Камчатка), и сами постройки легко реконструируются в процессе палеовулканологических исследований.

Однако целый ряд фактов позволяют полагать, что эпоха относительного выравнивания все же имела место в конце верхнего плиоцена — раннем плейстоцене (рис. 22). Коррелятные отложения раннего — начала среднего плейстоцена в Центральной Камчатской депрессии позволяют считать, что горные сооружения были в это время невысокими. На это же указывает и отсутствие раннеплейстоценового оледенения, несмотря на условия существенного похолодания. Раннеплейстоценовые эффузивы изливались в сравнительно спокойной тектонической обстановке, причем аккумулятивный эффект накапливавшихся вулканогенных продуктов еще более способствовал уменьшению контрастности и расчлененности рельефа. Таким образом, широкое развитие вулканических процессов не дает возможности говорить о формировании региональной денудационной поверхности выравнивания в конце верхнего плиоцена — раннем плейстоцене. Скорее следует допускать наличие в это время подобия полигенетической выровненной поверхности, образованной сочетанием невысоких горных массивов на складчатом основании и обширных ровных поверхностей верхнеплиоценовых и раннечетвертичных лавовых плато, однообразие которых нарушалось возвышавшимися над ними постройками крупных щитовых вулканов и реликтами разрушенных построек тумрокско-кренукского времени.

Сделанный обзор позволяет теперь остановиться на вопросе о границах и протяженности новейшего периода в развитии рельефа Камчатки. После проявления последней фазы складчатости, смявшей кавранские отложения, начался период расчленения рельефа. Перед накоплением

верхнеплиоценовых вулканогенных отложений на дислоцированных породах выработался относительно слабо расчлененный эрозионно-денудационный рельеф. В районах распространения нижнеплиоценовых вулканогенных отложений (щипинская свита и ее аналоги) переработка вулканического рельефа хотя и имела место, но зашла не очень далеко, так что поверхность во многом оставалась структурно-денудационной. Помимо денудационных процессов в прибрежных районах существенную роль в выработке рельефа играла, видимо, и морская абразия. Возникшая поверхность выравнивания является, по нашему мнению, важным рубежом, отделяющим образования кавранского этапа от более позднего периода, отложения которого залегают горизонтально. Этим рубежом нам и представляется рациональным ограничить новейший период, который на Камчатке совпадает с послескладчатым этапом. Новейшие отложения будут включать, таким образом, горизонтально залегающие посткавранские вулканогенные и осадочные толщи, по отношению к которым более древние породы складчатого основания выступают как фундамент. Положение кровли этих пород — критерий для изучения современной структуры полуострова как результата суммарного проявления дифференцированных верхнеплиоцен-четвертичных движений. В период новейшего этапа в пределах горст-антиклинориев поверхность выравнивания была поднята и полностью расчленена, а в области современных грабен-синклиналей, в которых широко развит четвертичный вулканизм, она оказалась опущенной ниже уровня моря и погребенной вулканическими продуктами. И лишь в отставших в поднятии блоках с широким развитием вулканогенно-тектонического рельефа верхнеплиоцен-раннечетвертичного возраста на обрамлении современных грабен-синклиналей эта поверхность, законсервированная вулканогенными отложениями, и фиксируется в погребенном состоянии большинством исследователей. В рельефе поверхности практически не выражена, так как области, отставшие в поднятии, где обычно и сохраняются участки выровненных поверхностей, на Камчатке в то же время бывают и областями интенсивного развития вулканизма. Соответственно эта поверхность оказалась здесь погребенной вулканическими продуктами. Лишь в отдельных случаях (Начикинский район, бассейн р. Паратунки и др.) И. К. Волчанская и авторы наблюдали отставшие в поднятии участки низкогогорного рельефа с абсолютными высотами 600—700 м и выровненные водораздельные привершинные поверхности, сложенные палеоген-миоценовыми породами, которые и являются, по-видимому, остатками поверхности выравнивания.

Важно отметить, что изучение положения подошвы отложений дает нам представление о характере современной структуры и о суммарной величине движений за время новейшего периода. Однако, как указывалось выше, в раннем — начале среднего плейстоцена рельеф Камчатки существенно отличался от современного горного резко расчлененного рельефа. Иным было и положение структурных зон, в которых развивался вулканизм. Период образования морфоструктур начался во второй половине четвертичного периода. Именно с этим этапом резкой активизации восходящих тектонических движений связано формирование современного высокогорного рельефа, заложение новых грабенов, замыкание периферических частей грабен-синклиналей и возникновение новых областей вулканической деятельности, развитие мощных четвертичных оледенений. Об амплитуде тектонических движений этого наиболее важного для формирования современного рельефа этапа можно судить по положению «лав плато» в различных тектонических блоках, а также по высотам четвертичных морских террас. Полученные значения позволяют оценить роль самых новейших движений второй половины плейстоцена в общей сумме тектонических деформаций новейшего этапа, фиксируемых по положению древней поверхности выравнивания.

Первая попытка использования «лав плато» для определения направления и относительного масштаба тектонических движений была предпринята А. Е. Святловским (1964 г.). Однако свои расчеты он основывал на высоте кровли «лав плато», а не их подошвы. На участках, где платоэффузивы отсутствовали за него принимался уровень вершин современных водоразделов. Построенная им на этой основе карта четвертичных деформаций земной коры Камчатки представляла, таким образом, результат смещения отсчетов от разных исходных уровней. Кроме того, использование кровли платоэффузивов приводило к включению в расчет движений мощности (200—500 м) аккумулярованных вулкано-генных толщ. Тем самым амплитуда движений существенно завышалась.

Позднее Э. Н. Эрлихом был сформулирован иной принцип: высота современных водоразделов денудационно-тектонического рельефа отражает суммарную величину поднятия того или иного участка за разные интервалы времени в зависимости от времени горообразования в их пределах. В тех случаях, когда в районе был развит комплекс плиоцен-нижнечетвертичных эффузивов, в качестве исходной поверхности для отсчета им бралась кровля подстилающих их дислоцированных отложений. Тем самым из расчета исключалась мощность аккумулятивных вулканогенных толщ.

Первая же попытка использования этого принципа привела к установлению единства положения четвертичных вулканических поясов Камчатки в зонах относительного погружения фундамента (грабен-синклиналях). В дальнейшем на подобной основе были построены карты суммарных перемещений поверхности дочетвертичных дислоцированных комплексов (Erlich, 1968), на базе которой был подготовлен макет карты новейшей тектоники Камчатки, вошедшей в новое издание Неотектонической карты СССР, составленной под редакцией Н. И. Николаева.

В соответствии с данным принципом общая величина движений за новейший период развития рельефа в том или ином районе определяется по высоте современного положения кровли дислоцированных кавранских отложений. Допуская, что в конце формирования посткавранской выровненной поверхности высота рельефа не превышала 100—500 м, можно условно рассчитать относительное перемещение отдельных блоков.

Цифры, полученные в итоге применения этой методики, показали, что общая величина поднятия блоков-хребтов составляет 1000—1500 до 2000 м, а суммарная величина перемещений смежных блоков с различным режимом достигает 2000—3000 м. Полученные данные хорошо соответствуют общим представлениям о большой амплитуде новейших движений в области островных дуг и сходных с ними тектонических систем (Пущаровский, 1972) и о формировании горного рельефа этих областей в четвертичное время.

Реконструкция истории развития рельефа горстовых и горст-антиклинальных массивов и хребтов во второй половине четвертичного периода прежде всего зависит от решения вопроса о характере и скорости четвертичных тектонических движений в течение этого временного интервала. Ответ на подобный вопрос при современном уровне знаний может быть дан, особенно для прибрежных районов, только в результате изучения морских террас.

На территории Камчатки, Курильских и Командорских островах морские террасы распространены практически повсеместно. Как правило, они хорошо выражены в рельефе и потому сравнительно легко диагностируются геоморфологическими методами как при полевых наблюдениях, так и при дешифрировании аэрофотоснимков. Довольно часто террасы несут покров галечно-песчаных отложений, близких к тем, которые наблюдаются в пределах современного пляжа и в прибрежной зоне моря. В ряде случаев (Федоренко, 1965, Скиба, Хорева, 1966; Петров,

Хорева, 1968; Куприна, 1970, и др.) морской генезис этих отложений подтвержден находками макро- и микрофауны или морских форм диатомовых водорослей (Брайцева и др., 1966). Наиболее высокие террасы обычно не несут сплошного чехла рыхлых отложений, однако на их поверхности почти всегда можно обнаружить единичные хорошо окатанные гальки и валуны.

Значительно труднее определяется возраст террас, так как даже находки фауны или спорово-пыльцевой и диатомовый анализ террасовых отложений не всегда дают однозначный ответ на вопрос о времени их формирования. Тем более что чаще всего террасовые отложения не содержат ни фаунистических остатков, ни кондиционных спорово-пыльцевых спектров или комплексов диатомей. Не вполне решает проблему датировки морских террас и соотношение их с аккумулятивными ледниковыми и флювиогляциальными формами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. В лучшем случае, применяя этот метод, можно разделить террасы на три комплекса: голоценовый (Q_4), межстадиальный (Q_3^3) и доледниковый (древнее Q_3^2). Таким образом, террасы третьего комплекса, которые в пределах рассматриваемого региона пользуются наиболее широким распространением, практически недоступны для более детального расчленения. В связи с этим различные исследователи совершенно по-разному датируют одни и те же морские террасы. Причем оценка возраста бывает весьма отличной. В частности, одна из высоких террас в районе к югу от устья р. Камчатки С. И. Федоренко (1965) датирована нижним плейстоценом, а О. А. Брайцевой и И. В. Мелекесевым (Брайцева и др., 1966) — верхним плейстоценом.

В последние годы при помощи радиоуглеродного метода определен абсолютный возраст ряда голоценовых и верхнеплейстоценовых морских террас на Камчатке, Курильских и Командорских островах. Были датированы 2—2,5-метровая аккумулятивная морская терраса на о. Беринга (Командорские острова), 8,5—9-метровая цокольная терраса о. Итуруп и 80—85-метровая цокольная терраса о. Кунашир (Курильские острова).

Опираясь на полученные датировки и данные о высоте уровня моря во время формирования древних береговых линий, была предпринята попытка рассчитать среднюю скорость тектонических поднятий для этих участков. При определении высоты уровня моря было сделано два допущения: 1) о синхронности и глобальном характере эвстатических колебаний уровня Мирового океана, связанных с изменениями масштабов четвертичного оледенения, обусловленных чередованием этапов потепления и похолодания климата; 2) о формировании наиболее хорошо выраженных морских террас во время высокого стояния моря в конце трансгрессий при замедлении скорости эвстатического подъема уровня Мирового океана.

В настоящее время первое допущение практически уже не вызывает сомнения, так как факт резких колебаний уровня моря в связи с возникновением и таянием плейстоценовых ледников достаточно хорошо аргументирован. Исследователи, занимавшиеся этой проблемой, расходятся только в оценке величины такого рода изменений. Причем, как это хорошо показано Г. У. Менардом (1966), в четвертичном периоде именно таяние ледников является главным фактором, вызывавшим эвстатические колебания уровня Мирового океана.

Существует также и тесная зависимость между береговыми линиями и колебаниями климата. В частности, Р. Биннс (Binns, 1972) прекрасно показал, что кульминация трансгрессий и образование древних береговых линий совпадают с климатическими оптимумами, из чего следует, что древние береговые линии должны быть синхронными на больших расстояниях. К аналогичному выводу пришли и авторы работы (Ионин, Каплин, Леонтьев и др., 1971), посвященной изучению особенностей формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны

дальневосточных морей, которые показали, что именно в конце послеледниковой трансгрессии произошло возникновение на дальневосточных побережьях высоких клифов и широких абразионных платформ.

В четвертичную эпоху периодами общего высокого стояния уровня Мирового океана были межледниковья и крупные межстадиалы, а также послеледниковье. Причем работами К. К. Маркова, И. А. Суетовой (1965), К. О. Эмери (1971) и другими показано, что уровень моря в межстадиалы был близок, а в межледниковья несколько (на 5—15 м) превышал современный. Обобщив данные по изменениям уровня Мирового океана в течение второй половины верхнего плейстоцена и голоцена, К. О. Эмери установил, что около 35 тыс. лет назад уровень моря был близок к современному, затем примерно 30 тыс. лет началось его падение, которое достигло максимума 15—16 тыс. лет назад, когда он понизился не менее чем на 130 м. Затем начался быстрый подъем, который продолжался в конце верхнего плейстоцена и в самом начале голоцена. В голоцене уровень моря также поднимался, хотя и более медленными темпами, чем в конце верхнего плейстоцена. В целом для голоцена уровень моря был ниже современного, но, по-видимому, не намного: 5 тыс. лет назад на 5 м, а 1,5 тыс. лет назад на 1—2 м ниже современного (Эмери, 1971); около 7500 лет назад уровень моря был не менее чем на 3 м выше современного.

Опираясь на оценки абсолютного возраста межледниковий и крупных межстадиалов, разделявших главные подвижки ледников, чередований относительно теплых и относительно холодных периодов внутри межстадиалов и межледниковий, а также принимая во внимание приведенные выше допущения, можно наметить наиболее благоприятные моменты для формирования древних береговых линий в течение четвертичного периода (табл. 3). При составлении таблицы были использованы работы К. Эмилиани (Emiliani, 1955, 1957), Е. А. Романкевича и других (1966), Н. В. Кинд (1972) и др.

В послеледниковую эпоху в целом достаточно благоприятной для возникновения морских террас была вся вторая половина голоцена начиная с 4—4,5 тыс. лет назад, когда проявилось повсеместное похолодание климата, с которым связана так называемая «малая ледниковая эпоха». По данным многочисленных исследований, уровень моря поднимался в это время весьма медленно со средней скоростью, не превышающей 1 мм/год. Очень благоприятным временем для образования террас, несомненно, была вторая половина климатического оптимума голоцена в интервале от 6 до 7,5 тыс. лет назад, когда уровень моря в момент термического максимума голоцена (7—7,5 тыс. лет назад) достиг наибольшей высоты (+3 м по отношению к современному), а затем резко понизился в связи с начавшимся похолоданием. В первой половине голоцена такого рода моменты были также около 8,5 и 9,8 тыс. лет назад, на границе двух раннеголоценовых потеплений и похолоданий. Однако формирование террас в это время происходило при довольно низком стоянии уровня моря (на 20—30 и 50—60 м ниже современного), в связи с чем они могли быть подняты сейчас на дневную поверхность только при очень больших скоростях тектонических поднятий.

В верхнем плейстоцене благоприятные периоды для образования террас были около 11, 12,2, 15, 25, 35, 45, 55—59, 63—65, 75—80, 105 и 120—130 тыс. лет назад. Даты 11, 12,2, 15, 55—59 и 63—65 тыс. лет отвечают окончаниям кратковременных периодов потепления во время крупных этапов наступления верхнеплейстоценовых ледников — Q_3^2 и Q_3^4 /I и II фазы оледенения Камчатки, сартанское и зырянское оледенение Сибири, ранний и главный висконсин Северной Америки, характеризовавшихся в целом очень низким положением уровня моря (до —120—130 м). Поэтому вероятность нахождения в наземных условиях, сформированных в эти интервалы морских террас, очень мала, так как они должны были быть

Предполагаемый возраст формирования древних береговых линий

	Возраст предполагаемых моментов терасообразования, тыс. лет	Климат оледенения (по Кинд, 1972)		Уровень моря по отношению к современному, м
		Сибирь	Северная Америка	
Голоцен	Q ₄	2—2,5	Переменный климат. Ледниковые подвижки на о. Баффина Земля около 2 тыс. л. н. (фаза кинг) и 0,8 тыс. л. н. оледенение Темпл-Лейк около 2 тыс. л. н. и ледниковая подвижка Ганнет-пик около 0,8 тыс. л. н. назад в Скалистых горах	0—2
		4—4,5	Позднеголоценовое похолодание ($4,5 \pm 0,1$ — $3,0$ тыс. л. н.)	4—4,5
		6—6,5 7—7,5	Оптимум ($7,9 \pm 0,2$ — $4,5 \pm 0,1$ тыс. л. н.)	0 3—3,5
		8,5	Дудинское похолодание ($8,3 \pm 0,1$ — $7,9 \pm 0,2$ тыс. л. н.)	—20—30
			Второе потепление ($9,3 \pm 0,1$ — $8,3 \pm 1$ тыс. л. н.)	
		9,8	Питско-игарское похолодание ($9,8 \pm 0,1$ — $9,3 \pm 0,1$ тыс. л. н.) Первое потепление ($10,3$ — $9,8 \pm 0,1$ тыс. л. н.)	—40—50
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	Норильская стадия ($11,4 \pm 0,2$ — $10,3 \pm 0,1$ тыс. л. н.)	—70—80
			Таймырское потепление ($11,8 \pm 11,4$ тыс. л. н.)	
		12,2	Похолодание? Кокоревское потепление ($13,0$ — $12,2$ тыс. л. н.)	—80—90
			Ньяпанская стадия ($15,0$ — $13,0$ тыс. л. н.)	
		15	Интерстадиал (16—15 тыс. л. н.)	—90—110
			Интерстадиал лейк-эри (16—15 тыс. л. н.)	

Таблица 3 (окончание)

	Возраст предполагаемых моментов террасообразования, тыс. лет	Климат оледенения (по Кинд, 1972)		Уровень моря по отношению к современному, м
		Сибирь	Северная Америка	
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	Гыданская стадия (22—16 тыс. л. н.)	Ранневудфордские подвижки, подвижка кэтфишкрик, наварр, ранний лисайд и др. (20—16 тыс. л. н.)	—10—15
		Липовско-новоселовское потепление (30—22 тыс. л. н.)	Интерстадиалы фарм-дейл, плампойнт, их аналоги (29—22 тыс. л. н.)	
	Q ₃ ³	Коношельское похолодание (33—30 тыс. л. н.)	Ледниковые подвижки позднего виннебаго, карпон, рокки, саутолд, медоуклиерер (32—29 тыс. л. н.)	0
		Малохетское потепление (оптимум) (43—33 тыс. л. н.)	Интерстадиал порт-толбот II (48—32 тыс. л. н.), интерстадиал плено-силт (48—33 тыс. л. н.)	
		Раннее похолодание (50—45 тыс. л. н.)	Ледниковая подвижка даунунч	
		Раннее потепление (50—45 тыс. л. н.)	Интерстадиал порт-толбот I	
	Q ₃ ²	Зырянское оледенение (50 тыс. л. н.)	Ледниковые подвижки среднего виннебаго, поздний брандуилл, салибрук	—50—60 —100—120
		Казанцевское межледниковье	Сангамонское межледниковье	
	Q ₃ ¹	75—80 105 120—130		5 0 10—15

затоплены в ходе межстадиальной и послеледниковой трансгрессии. Даты 25, 35, 45, 75—80, 105 и 120—130 тыс. лет назад относятся к верхнеплейстоценовому межстадиалу—Q₃³ (первые три) и межледниковью (Q₃¹), когда уровень Мирового океана был близок к современному или несколько превышал его. Поэтому в поднимающихся областях сформированные в это время древние береговые линии должны быть хорошо выражены.

В среднем плейстоцене подобные моменты были около 165, 175, 190, 220, 260—270 и 290—300 тыс. лет назад. Первые три даты отвечают началу, середине и концу предполагаемого межстадиала (межледниковья), разделявшего два крупных этапа наступления среднеледниковых ледников (по аналогии с верхнеплейстоценовым межстадиалом), остальные — среднеледниковому межледниковью: началу, середине, концу (по аналогии с верхнеплейстоценовым межледниковьем).

Наиболее удачна для вычисления скорости тектонических движений южная группа Курильских островов — о-ва Итуруп и Кунашир, характеризующиеся развитием очень близких по высоте и строению морских террас, две из них имеют абсолютные датировки. По данным И. В. Мелексцева, здесь выделяются: комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 5—6 м и комплекс абразионно-аккумулятивных и абразион-

ных террас высотой 16—18, 35—40, 60—70, 80—85, 140—160, 190—210, 230—250 и 350—370 м.

Датированная 16—18-метровая абразионно-аккумулятивная морская терраса о. Итуруп¹ располагается на берегу залива Простор к юго-западу от бухты Парусной. По данным радиоуглеродного анализа раковин морских моллюсков из террасовых отложений, ее возраст около 7000 лет. Таким образом, возникновение террасы, очевидно, связано с трансгрессией во время наиболее теплой фазы климатического оптимума голоцена, когда уровень моря был не менее чем на 3 м выше современного (Singh, 1971). Исходя из этого по формуле

$$V_T = \frac{H - H_0}{T} \quad (1),$$

где V_T — средняя скорость тектонических поднятий; H — современная абсолютная высота тылового шва террасы; H_0 — уровень с моря в момент формирования абразионного уступа террасы по отношению к современному, а T — предполагаемый возраст абразионного уступа террасы, легко подсчитать, что средняя скорость тектонического поднятия рассматриваемого блока земной коры за последние 7—7,5 тыс. лет составляет 1,9—2,1 мм/год.

80—85-метровая абразионно-аккумулятивная терраса о. Кунашир¹ находится на побережье Южно-Камчатского пролива, к северу от поселка Головинно. Здесь были датированы древесина и торф из лагунно-болотных отложений, связанных с морским постепенным переходом. На участке к востоку от вулкана Менделеева древесные остатки имеют возраст $39\,300 \pm 600$ лет (ГИН-124а) и $40\,200 \pm 750$ лет (ГИН-124б), на более южном участке побережья около 39—41 тыс. лет: торф — $41\,300 \pm 1000$ лет (ГИН-436), древесина — $38\,800 \pm 800$ лет (ГИН-581). Насколько можно судить по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, климатические условия во время накопления лагунно-болотных отложений были близки к современным. Поэтому наиболее вероятно предположить, что 80—85-метровая терраса образовалась в начале межстадиала, разделявшего две крупные фазы наступания верхнеплейстоценовых ледников. Моментом выхода террасы на дневную поверхность, по видимому, следует считать границу первого относительного потепления и первого относительного похолодания, имевшего возраст около 45 тыс. лет назад (Кинд, 1972). Точных данных о высоте уровня моря в это время не имеется, однако предполагается, что он был на 10—15 м ниже современного. С поправкой на уровень моря рассчитанная средняя скорость тектонических поднятий по формуле

$$V_T = \frac{H + H_0}{T}, \quad (2)$$

за последние 45 тыс. лет равна здесь 2—2,2 мм/год.

Таким образом, рассчитанные скорости тектонических поднятий и за последние 7—7,5 тыс. лет (1,9—2,1 мм/год) и за последние 45 тыс. лет (2,0—2,2 мм/год) оказались примерно равными.

Опираясь на данные о скорости тектонических поднятий о-вов Кунашир и Итуруп и используя материалы, помещенные в табл. 3, была предпринята попытка рассчитать высоты морских террас, которые могли бы образоваться в течение среднего плейстоцена-голоцена при условии постоянства скорости тектонических поднятий за весь этот отрезок времени. Расчет проводился по формуле

$$H = V_T \cdot T + H_0, \quad (3)$$

для уровней моря выше современного и по формуле

$$H = V_T \cdot T - H_0, \quad (4)$$

¹ Участки этих же террас имеются и во многих других местах.

для уровней моря ниже современного. Вычисленные высоты террас помещены в табл. 4. Для сравнения там же даны и фактические абсолютные высоты древних береговых линий, развитых на о-вах Кунашир, Итуруп, составляющих южное звено Большой Курильской гряды, и о-вах Малой Курильской гряды. Эта таблица наглядно показывает, что высоты и последовательность реальных и рассчитанных террас прекрасно совпадают, по крайней мере, для конца среднего плейстоцена-голоцена. Имеющиеся расхождения легко объясняются недостаточной точностью наблюдений и подсчетов.

Таблица 4

Абсолютные высоты морских террас островов южного звена
Большой и Малой Курильской гряд

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				3
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1	2	
Голоцен	Q ₄	2—2,5	— 2— 2,5	2,0—2,1	2— 6	2— 2,5
		4—4,5	— 4— 4,5		4— 5	4— 5
		6—6,5	0		14,1	13—15
		7—7,5	3— 3,5		18	16—18
		8,5	—20—30		— 8	—
		9,8	—40—50		—25	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70— 80		—50	—
		12,2	—80— 90		—60	—
		15	—90—110		—70	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		39	35—40
		35	0		72	60—70
		45	—10—15		80	80—85
	Q ₃ ²	55—59	— 50— 60		60	—
		63—65	—100—120		22	—
	Q ₃ ¹	75— 80	5		164	140—160
		105	0		215	190—210
		120—130	10—15		275	230—250
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		340	350—370
		175	0		360	
		190	0		390	
	Q ₂ ¹	220	0		450	—
		260—270	0		550	—
		290—300	0		620	—

Примечание: Графы 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

Совпадение реальных и рассчитанных высот древних береговых линий важно в двух отношениях. Во-первых, оно позволяет сделать вывод о постоянстве скорости тектонических поднятий южной группы Курильских островов не только в конце верхнего плейстоцена и в голоцене, но

и в первой половине верхнего и в среднем плейстоцене. Во-вторых, дает возможность определить возраст наиболее высоких террас, хорошо выраженных в рельефе, но не поддающихся датировке никакими другими методами.

Аналогичные попытки определения скорости четвертичных тектонических поднятий и возраста высоких морских террас были предприняты и для других прибрежных районов Курило-Камчатской области и Командорских островов. В каждом из таких районов с возможно большей точностью проводилось картирование и измерение высоты поднятых морских террас, определялся их относительный, а где возможно, и абсолютный возраст. При датировке террас использовались данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, тефрохронологический метод, соотношение с хорошо выраженными в рельефе ледниковыми и водноледниковыми комплексами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Абсолютный возраст террас определялся при помощи радиоуглеродного метода.

В итоге было установлено, что большинство прибрежных районов испытывает отчетливое поднятие начиная со среднего плейстоцена, а возможно, и несколько раньше. Причем скорость этого поднятия для разных участков неодинакова.

К сожалению, практически почти нет прямых данных, свидетельствующих о скоростях тектонических поднятий горстовых и горст-антиклинальных хребтов и массивов, расположенных в центральной части Камчатки. Представления о скоростях тектонических поднятий некоторых из этих форм за конец верхнего плейстоцена-голоцен были получены в результате измерений высоты цокольных флювиогляциальных террас I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Обращает внимание постоянство соотношения между высотами этих образований, несмотря на весьма неодинаковую их высоту в разных районах. Всегда высота флювиогляциальной террасы I фазы в 2—2,5 раза больше, чем высота II фазы: в Срединном хребте Камчатки 10—12 и 25—30 м (долина р. Тигиль), в бассейне среднего течения р. Авача 25—26 и 60—70 м, в Южно-Быстринском хребте 10—15 и 34—35 м и т. д. По-видимому, это также указывает на постоянную скорость поднятий и горных сооружений центральных частей Камчатки, во всяком случае в течение второй половины верхнего плейстоцена-голоцена.

В отдельных случаях (подножье западного склона хр. Кумроч против Ключевской группы вулканов) можно определить амплитуду тектонического поднятия в течение голоцена по величине амплитуды разломов, рвущих морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Однако наблюдающиеся здесь разломы скорее всего имеют вулканотектоническую природу и прямо связаны с формированием Ключевской группы вулканов. Поэтому они не могут дать представление о скорости поднятий сопредельных участков.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР КАМЧАТКИ

Сложность истории развития Камчатки в новейший геоморфологический период обусловлена значительной перестройкой существовавшего в неогене структурного плана и дальнейшей дифференциацией тектонического режима и вулканизма в различных частях ее территории.

Прежде всего следует отметить происходящее в этот период разделение территории Камчатки на три тектонически различных региона: 1) область молодого орогена — восточная и центральная части Южно-Камчатского и Центрально-Камчатского блоков; 2) область зрелого орогена — Северо-Камчатский и Олюторский блоки; 3) стабилизированную

область молодой платформы — западная часть Камчатки, в основном территория бывшего Западно-Камчатского тылового прогиба.

История формирования и современный облик рельефа двух первых областей имеют существенные черты сходства. Их современные морфоструктуры характеризуются чередованием линейных горст-антиклинальных горных систем и грабен-синклинальных прогибов. Морфоструктура такого относительно простого плана распределения тектонических движений осложнена влиянием вулканической аккумуляции.

Из-за одновременно охватившего их в новейшее время поднятия современные горст-антиклинальные пояса в зависимости от роли вулканизма в их предыстории выражены двумя различными типами форм рельефа. Там, где в поднятие вовлечены породы складчатого основания, формируется денудационно-тектонический рельеф. Там же, где новейшим поднятием охвачены участки верхненеоген-раннечетвертичных вулканических зон, формируется рельеф вулканогенно-тектонических гор. К последнему типу морфоструктур близки и краевые блоки грабен-синклиналей. Вулканизм в этих блоках прекратился, а созданные им аккумулятивные формы консолидированы со смежными горст-антиклинальными поясами и вовлечены вместе с ними в поднятие новейшего времени, которое отличается здесь меньшей амплитудой.

В грабен-синклиналях, в тех их частях, где активно развиты четвертичные вулканические процессы, формируются аккумулятивные вулканические хребты и равнины. В тех же частях грабен-синклиналей, где вулканизм отсутствует вообще или роль его сравнительно невелика, формируются аккумулятивные равнины, образованные комплексами рыхлых четвертичных отложений.

С учетом разной направленности и интенсивности тектонических движений, с одной стороны, и роли вулканической аккумуляции на разных этапах развития морфоструктуры — с другой, и проводится дальнейшее рассмотрение типов морфоструктур тектонически активной области Восточной и Центральной Камчатки.

Особо выделяется рельеф тектонически стабилизированных областей. Они приурочены преимущественно к Западной Камчатке и частично к стабилизировавшимся участкам структур Северо-Камчатского — Олюторского блока. Морфоструктуры этих районов возникли на фоне относительно медленных колебательных движений, скорость которых близка к той, которая типична для платформенных областей. Ведущую роль в образовании морфоструктур здесь играют морская абразия, ледниковые и флювиальные процессы.

ДЕНУДАЦИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОРЫ

Горстовые и горст-антиклинальные хребты на мезокайнозойском складчатом основании приурочены к восточному обрамлению полуострова, а также к системам Восточного и Среднего хребтов Камчатки. Общим для них, несмотря на различия в геологическом строении и структурном положении, является преобладание в их формировании чисто тектонического процесса поднятия. Соответственно здесь основную роль играет денудационно-тектонический рельеф и резко подчиненное значение имеют четвертичные вулканические образования.

Хребты восточного побережья Камчатки

Пояс горст-антиклиналей, протягивающийся вдоль восточного обрамления тектонической системы Камчатки, состоит из ряда следующих самостоятельных структур: горст-антиклинали Берегового хребта (от южного окончания полуострова до района Петропавловска-Камчатского), горст-антиклинальных поднятий полуостровов Шипунского, Кроноцкого,

Камчатского мыса, сводовых поднятий п-ова Озерного и о. Карагинского. Поднятия этой системы пространственно разобщены, и каждое из них имеет специфические морфоструктурные особенности. Тем не менее они объединяются рядом общих черт современной структуры, что позволяет говорить о генетически единой природе системы в целом.

Прежде всего, они сходны между собой по структурному положению и по особенностям глубинного строения. Все они занимают положение фронтального пояса поднятий — аналога геоантиклинали внешней дуги в тектонических системах островных дуг. Так же, как и геоантиклинали внешней дуги, они характеризуются высокими положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге, отражающими подъем поверхности базальтового слоя и мелового «фундамента», на котором развивалась кайнозойская система подвижного пояса. Поднятия эти располагаются в тыловой зоне мощного прогиба земной коры; на юге Камчатки это отчетливо фиксируется по данным профилей ГСЗ. Как и на геоантиклиналях внешних дуг, проявления неоген-четвертичного вулканизма здесь либо вообще отсутствуют, либо имеют незначительный масштаб. В пределах почти всех отдельных структур этой горст-антиклинальной системы вскрывается дислоцированный комплекс меловых кремнисто-вулканогенных отложений.

Палеогеографический и палеотектонический анализ, проведенный М. И. Шапиро по району Кроноцкого п-ова, показывает, что по крайней мере отдельные элементы горст-антиклинальные системы существовали и являлись источниками сноса уже в олигоцене. Западная, тыловая, часть поднятий образована комплексом олигоцен-миоценовых терригенных толщ Восточно-Камчатского прогиба (ракитинская свита и тюшевская серия) или их аналогами (вилючинская и паратунская свиты на Южной Камчатке). Причленение этих участков к устойчивым поднятиям, сложенным верхнемеловыми толщами, относится ко времени завершения развития Восточно-Камчатского прогиба, т. е. датируется скорее всего концом среднего, возможно, верхним миоценом. На западе граница поднятий данной системы совпадает с зоной исключительно высоких градиентов силы тяжести, фиксирующей резкий подъем поверхности Мохо. Узость этой зоны, глубинная ее природа, граничное положение в современной структуре и устойчивость ее геологического существования позволяют уверенно говорить о том, что в данном случае мы имеем дело с крупным глубинным разломом. Как и все геоантиклинали внешних дуг, горст-антиклинали рассматриваемой системы характеризуются высокой степенью сейсмичности. Тыловая граница сплошного поля распространения мелкофокусных землетрясений проходит в пределах этих структур и совпадает с упомянутой зоной высоких градиентов силы тяжести, а геологически (на п-овах Шипунском и Кроноцком) — с границей поля развития меловых и неогеновых отложений. Землетрясения с глубиной очага 50—80 км здесь практически отсутствуют вообще.

С тыловой, западной, стороны горст-антиклинали граничат с современными грабен-синклинальными структурами. При этом в тех случаях, когда к ним примыкает неоген-четвертичный вулканический пояс, отмечается присоединение к горст-антиклиналям отмерших участков неогенового (местами нижнечетвертичного) вулканического пояса: линейные зоны аккумулятивного вулканического рельефа после отмирания в них вулканизма консолидируются со смежными поднятиями и ведут себя как части этой структуры. Таким образом, если ядро горст-антиклинальных поднятий Восточного побережья носит унаследованный характер, в современном структурном плане они выступают в целом как структуры наложенные, созданные в результате консолидации разнородных и разновозрастных элементов.

Для внутренней структуры поднятий зоны Восточного побережья характерно широкое развитие здесь надвиговых дислокаций. Они фикси-

руются как в пределах меловых толщ, так и в восточной части поля развития палеоген-неогеновых отложений Восточно-Камчатского прогиба. Надвиги широко проявились в отложениях среднего миоцена (Кроноцкий район), что позволяет уверенно датировать их как верхнемиоценовые (возможно, даже нижнеплиоценовые) дислокации (Гречишкин, 1935; Цикунов, Петров, 1972). Характерно общее падение плоскостей сместителей надвигов на северо-запад и соответственно восток-юго-восточное направление горизонтальных смещений. Это направление четко противостоит направлению движения по надвигам в горст-антиклинальной системе Восточного хребта Камчатки — там плоскости их сместителей имеют общее падение на юго-восток и восток. Можно, таким образом, говорить о наличии своеобразной веерной системы надвигов в горст-антиклиналях Камчатки. Движения по этой веерной системе и привели к формированию хребтов на стадии, предшествовавшей образованию современных морфоструктур.

Современный этап развития морфоструктуры горст-антиклиналей рассматриваемой системы характеризуется преимущественным развитием дизъюнктивных движений по поперечным разломам широтного и северо-западного простирания. Крутые ($60-80^\circ$) взбросы широтного простирания широко развиты в северной части горст-антиклинали Берегового хребта. Здесь они выражены зонами катаклиз и милонитизации, явно свидетельствующими о взбросовом характере движений. Зоны дробления такого рода разделяют участки с резко различным уровнем поднятия — разница уровня отметок водоразделов смежных блоков достигает до 400 м. В горст-антиклиналях п-вов Шипунского, Кроноцкого и Камчатского мыса такие зоны непосредственно не наблюдаются — они выражены разломами, ограничивающими горст-антиклинали на шельфе, и проявляются в различных уступах побережья, линейных зонах перепадов глубин и цепочках мелкофокусных землетрясений. Последнее свидетельствует о том, что движения по взбросам активно продолжают-ся и в настоящее время.

В то же время отмечается слабая интенсивность (вплоть до полного затухания) движений по разломам северо-восточного направления. Такие разломы выражены системой мелкоамплитудных сбросов, идущих вдоль западной границы горст-антиклиналей. Местами эти сбросы вообще отсутствуют. Часть сбросов ограничивает продольные и поперечные грабены во внутренних частях структур. Как правило, отмечается отсутствие по ним движений более молодых, чем среднеплейстоценовые. В северной части горст-антиклинали Берегового хребта такие сбросы рассекают (с тем же простиранием, но с обратным падением) широтные системы взбросовых дислокаций. Эти сбросы ограничивают относительно древние (нижне-среднечетвертичные) грабены, морфологически выраженные во фьордах восточного побережья и примыкающих к ним речных долинах (бухта Мутная и долина р. Асачи, бухты Жировая, Саранная и др.). На полуострове Шипунском такие грабены имеют северо-восточное и меридиональное простирание, т. е. являются поперечными по отношению к общей северо-западной структуре этой горст-антиклинали. Образование их вызвано, по-видимому, растрескиванием сводовой части горст-антиклинали в условиях общего растяжения свода при неравномерном подъеме отдельных его частей. Морфологически четко выражены грабены, образующие сквозную систему бухт Бичевинской — Большой Медвежьей, а также грабен долины р. Вахиль. На п-ове Кроноцком известен Тюшевский грабен общего северо-восточного простирания.

Можно констатировать, что горст-антиклинали рассматриваемой системы пережили два принципиально различных по характеру движений этапа:

1. Формирование линейных горстовых морфоструктур, связанных с развитием надвиговой тектоники — верхний миоцен, возможно, плиоцен.

2. Горообразование за счет поперечных систем взбросов за четвертичное время.

Последний этап продолжается поныне и сопровождается образованием линейных поперечных грабен. Сбросы северо-восточного простирания вдоль западной границы структур являются отражением релаксации напряжений при шарнирном подъеме блоков по поперечной системе разломов.

Разломная природа горообразующих движений не вызывает сомнений. Следует, однако, подчеркнуть, что преобладание движений по поперечным разломам четко отделяет горст-антиклинали рассматриваемой системы от горст-антиклиналей системы Восточного хребта, где преобладают горообразующие движения по продольным разломам. Различается и уровень проявления сейсмической активности. При этом различны как глубины очагов землетрясений, так и уровень сейсмической активности.

При общности всех перечисленных черт отдельные элементы рассматриваемой системы горст-антиклинальных поднятий обладают отчетливой спецификой положения, структуры и истории формирования.

Горст-антиклинальные поднятия тихоокеанского побережья Юго-Восточной Камчатки и полуострова Шипунского

Пояс горст-антиклинальных поднятий Тихоокеанского побережья Юго-Восточной Камчатки, иначе называемый Береговым хребтом, представляет собой узкую линейную структуру длиной более 200 км и шириной 10—20 км. Он имеет общее северо-восточное простирание, что отличает его от большей части горст-антиклинальной зоны восточного побережья Камчатки. Характерно, что западная его граница в северной части имеет четкое меридиональное простирание. То же простирание имеет и примыкающая к хребту с востока и юго-востока платформа шельфа. Направление это отражает, по-видимому, древнейшую ориентировку, на фундаменте которой развилась современная подвижная тектоническая система Камчатки. Возможно, что именно расположение структуры в виде узкой полосы в западной части шельфовой платформы и обуславливает специфику развитых здесь толщ; в отличие от остальных горст-антиклиналей зоны восточного побережья выходы верхнемеловых отложений здесь практически отсутствуют. Единственные в этом районе выходы мела зафиксированы лишь в районе Авачинской бухты. Появление их здесь связано с крупной Начикинской зоной поперечных дислокаций. Структура сформирована на терригенных отложениях олигоцена — нижнего миоцена. Современная сейсмичность относительно низка и связана исключительно с секущими горст цепочками эпицентров широтного и северо-западного простирания. Граница сплошной зоны развития мелкофокусных землетрясений проходит к востоку от побережья в непосредственной близости от него.

Выше уже говорилось о широком развитии в пределах Берегового хребта разломов широтного и северо-западного простирания и их роли. Здесь следует еще раз указать на то, что разломы эти разграничивают блоки с резко различной высотой современного рельефа. Северным ограничением горст-антиклинали Берегового хребта является зона разломов северо-западного простирания к северу от Авачинской губы. Как показали геофизические работы (Штейнберг и др., 1966; Балеста, 1969), в этом районе происходит ступенчатое опускание дочетвертичных дислоцированных отложений под покров рыхлых и вулканогенных пород четвертичного возраста. Однако включение в горст Берегового хребта района, расположенного к северу от бухты Жировой, условно. Здесь горст смыкается с крупной поперечной морфоструктурой сложного строения, связанной с Начикинской поперечной зоной дислокаций. Южная грани-

ца этой зоны проходит по так называемому Вилючинскому глубинному разлому, имеющему северо-западное простирание. Историю морфоструктур Начикинской поперечной зоны удобнее рассмотреть совместно с другими морфоструктурами, имеющими сложный генезис и являющимися сочетанием древних форм аккумулятивного вулканогенного рельефа и последующих процессов поднятия.

Горст-антиклиналь Шипунского полуострова имеет общее северо-западное простирание. Следует отметить две характерные черты, указывающие на древнее расположение здесь поднятия северо-западного простирания: 1) центриклинальный разворот толщ палеогенового возраста близ северного окончания горст-антиклинали п-ова Шипунского (Геология СССР, т. XXXI, 1964); 2) расположение на п-ове Шипунском одной из крупных интрузий гранитоидов, связанной с Z-образным жестким блоком Центральной Камчатки. Это указывает на развитие горст-антиклинали на месте относительно жесткого блока древнего заложения.

При общем северо-западном простирании рассматриваемой структуры разломы этого направления фиксируются лишь на ее северном и южном ограничениях. На юге это разлом, морфологически выраженный в береговом уступе. На севере — разломы района бухты Калыгирь и к югу от устья р. Жупановой. Характерна исключительная сейсмическая активность района полуострова, особенно конечной его части, связанная с полосой очагов землетрясений общего северо-западного простирания. Во внутренних частях структуры развиты исключительно поперечные разломы северо-восточного и субмеридионального простирания. Это сбросы, с которыми связано образование уже упоминавшейся системы грабенов.

К ядру структуры, сформированному верхнемеловыми толщами, с запада примыкает блок неогеновых вулканогенных толщ. На юго-востоке структуру продолжает подводный хр. Шатского. Простирание его плавно изменяется с северо-западного у окончания п-ова Шипунского до меридионального близ желоба, к которому он примыкает по касательной. Хребет Шатского — одна из наиболее сейсмически активных структур Камчатки.

Для рассматриваемых горных сооружений Берегового хребта и п-ова Шипунского характерен типичный денудационно-тектонический рельеф. Несмотря на сравнительно небольшие абсолютные отметки (не более 1000—1100 м), преобладает резко расчлененный рельеф с относительными превышениями до 700—800 м. Большинство долин рек и ручьев обнаруживает ярко выраженные следы ледниковой обработки. Наиболее характерным типом побережья является фьордовый. Наряду с типичными фьордами имеются фьорды видоизмененные. В частности, широко представлены формы, частично или полностью отделенные от моря аккумулятивной пересыпью. За пересыпью, с внутренней стороны, как правило, располагается озеро — реликт древнего залива.

Исключительно широко распространены морские террасы. Выделяется комплекс низких (аккумулятивных), средних (абразионно-аккумулятивных и абразионных) и высоких (абразионных) террас. Высота каждой из террас, а соответственно и высота фиксируемых ими древних береговых линий на всем протяжении от мыса Лопатки до полуострова Шипунского не изменяется. Следовательно, и средняя скорость тектонических поднятий п-ова Шипунского и горных массивов Тихоокеанского побережья юго-восточной Камчатки была во время формирования этих террас одной и той же. Наиболее высокие террасы располагаются на отметках около 480—500 м.

При расчете средних скоростей тектонических поднятий в качестве маркирующих были взяты верхнеплейстоценовые межстадиальные и предположительно межледниковые террасы. Самая низкая из меж-

Абсолютные высоты рассчитанных и реальных морских террас
п-ова Шипунского и побережья Юго-Восточной Камчатки

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				3
		Возраст моментов террасообразова- ния, тыс. лет	Уровень моря по отношению к со- временному, м	1	2	
Голоцен	Q ₄	2—2,5	— 2— 2,5	1,6—1,7	1,6	1,5— 2
		4—4,5	— 4— 4,5		2,9	2,5— 3,5
		6—6,5	0		10,3	9—10
		7—7,5	3— 3,5		15,5	15—16
		8,5	—20—30		—11	—
		9,8	—40—50		—29	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70— 80		—57	—
		12,2	—80— 90		—65	—
		15	—90—110		—75	—
	Q ₃ ²	25	—10—15		29	28—30
		35	0		53	55—60
		45	—10—15		62	
	Q ₃ ³	55—59	— 50— 60		39	—
		63—65	—100—120		— 4	—
	Q ₃ ¹	75— 80	5		129	110—120
		105	0		173	160—170
		120—130	10—15		219	210—220
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		272	
		175	0		289	280—320
		190	0		314	
	Q ₂ ¹	220	0		363	360—330
		260—270	0		437	—
		290—300	0		487	480—500

Примечание. Графы 1 — средняя скорость тектонических движений, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

стадиальных террас имеет повсеместно высоту около 28—30 м, а верхняя — 60—65 м, самая низкая из межледниковых — 120—130 м. В связи с тем, что в отложениях перечисленных террас каких-либо органических остатков обнаружено не было, их относительный возраст определен на основании соотношений с моренами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. В соответствии с описанной выше методикой (см. стр. 97), было установлено, что средняя скорость тектонических поднятий близка для всех участков к 1,6—1,7 мм/год (табл. 5). Полученная цифра и была принята для определения возраста всех остальных террас. Суммарная амплитуда тектонических поднятий за вторую половину четвертичного периода (Q₂—Q₄) оценена примерно в 520 м.

Отсутствие в пределах рассматриваемых участков осадочных верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений, коррелятных началу новей-

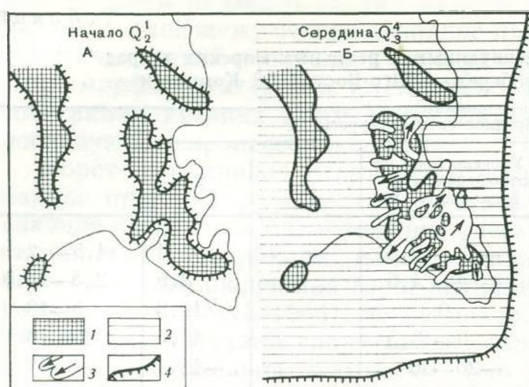


Рис. 23. Палеогеографические схемы п-ова Шипунского

А — на начало среднего плейстоцена; Б — на время II фазы верхнеплейстоценового оледенения. 1 — денудационно-тектонические горы, 3 — ледники, 4 — положение древней береговой линии. 2 — морские террасы

шего геоморфологического периода, может свидетельствовать о наличии на их месте в это время положительных форм рельефа, явившихся областями сноса и размыва. Вполне вероятно, что в районе Шипунского полуострова суша была уже в кавранское время, поскольку здесь имеются кавранские угленосные и грубообломочные прибрежно-морские отложения. Таким образом, п-ов Шипунский существовал как ярко выраженное поднятие весьма значительное время. Аналогичная история развития рельефа была, по-видимому, свойственна и Береговому хребту, т. к. по своей морфологии он практически не отличается от Шипунского полуострова. В частности, рассматриваемые массивы характеризуются широким развитием прекрасно разработанных глубоких и широких речных долин, для возникновения которых требуются значительные отрезки времени. Маловероятно, чтобы эти формы были образованы только на протяжении четвертичного периода.

В начале среднего плейстоцена (рис. 23) на месте современного п-ова Шипунского существовал гористый остров, поднимавшийся над уровнем моря на высоту до 400—450 м. Небольшой островок был, вероятно, в районе мыса Налычева; его высота не превышала 150—200 м. Сколько-нибудь крупные участки суши в районе Авачинской губы отсутствовали. Существенно иным было и очертание побережья юго-восточной Камчатки. Максимальная высота прибрежной суши, существовавшей на месте горст-антиклинальных горных массивов, не превышала 500—600 м. Непосредственно к западу от этих массивов располагался обширный район базальтового вулканизма. Отдельные вулканические сооружения находились в пределах и самих горст-антиклинальных поднятий (например, крупный щитообразный вулкан на междуречье Фальшивой и Мутной и др.). Первая половина среднего плейстоцена — время возникновения комплекса абразионных террас высотой 360—500 м. Во второй половине среднего плейстоцена рассматриваемые горные массивы поднимались в периоды низкого стояния уровня моря на высоту до 800—1000 м. Поэтому наиболее вероятно, что все они являлись крупными центрами оледенения, так как снеговая линия в пределах этих участков в связи с близостью моря всегда располагалась на очень небольшой высоте: во время второй фазы верхнеплейстоценового оледенения, например, на высоте всего 500—600 м. Однако оценить масштаб среднеплейстоценового оледенения сейчас невозможно, так как следы столь древней ледниковой деятельности здесь не сохранились из-за очень мощного проявления последующих оледенений. В межстадиал, разделявший две крупные эпохи наступания ледников, возник комплекс абразионных террас, имеющих в настоящее время высоту до 300—320 м.

Во время верхнеплейстоценового межледниковья были сформированы абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы

высотой от 120 до 220 м. Следует отметить, что очертания береговой линии в это время приблизились к современным.

Во второй половине верхнего плейстоцена горные массивы подверглись мощному двухфазному оледенению горно-долинного типа. Высота этих массивов в периоды понижения уровня моря составляла не менее 1000—1200 м. Следы ледниковой деятельности верхнеплейстоценовых ледников, как аккумулятивные, так и скульптурные, прекрасно выражены в рельефе, поэтому легко установить характер и масштаб оледенения. Во время I фазы оледенения большинство ледников оканчивалось в пределах современного шельфа, преобладающим типом ледников были ледники типа Маляспина. Во II фазу оледенения (см. рис. 23) в область шельфа заходили только самые крупные ледники, а мелкие заканчивались на суше. Наиболее крупный масштаб оледенения имело в пределах горных массивов к югу от Авачинской губы. Мощность ледников достигала здесь 400—500 м даже во время II фазы оледенения.

Верхнеплейстоценовый межстадиал, разделявший I и II фазы оледенения, был временем возникновения комплекса абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас высотой от 28—30 до 60—65 м.

В голоцене низовья троговых долин были затоплены морем, возникли фьорды. В связи с продолжающимся тектоническим поднятием территории образовались террасы: абразионно-аккумулятивная, 15—16-метровая (7—7,5 тыс. лет назад), и аккумулятивная, 2,5—3- и 1,5—2-метровая, соответственно около 4—4,5 и 2—2,5 тыс. лет назад. Следует отметить, что повсеместно, но особенно в районе п-ова Шипунского прекрасно выражены следы ингрессии термического оптимума голоцена, распространившейся далеко вверх по речным долинам (реки Налычева, Вахиль и др.).

Кроноцкий полуостров

Следующая к северу структура — горст-антиклиналь п-ова Кроноцкого. Она расположена на окончании крупной зоны поперечных структур, трансформирующих общую северо-восточную зональность современных морфоструктур. Продолжение этой системы в хр. Тумрок детально рассмотрено А. Е. Шанцером (1968).

Особенно важно отметить, что, судя по материалам С. А. Федотова, П. И. Токарева и других (1974), в районе п-ова Кроноцкого Курило-Камчатская сейсмофокальная зона меняет свое простираие с северо-восточного на северо-западное. Первоначально предполагалось, что после этого поворота она вновь вытягивается в северо-восточном направлении и в районе п-ова Камчатского мыса смыкается с Алеутской сейсмофокальной зоной. Анализ более поздних материалов показал, однако, что сейсмофокальная зона пересекает Кумроч и Ключевскую группу вулканов в общем северо-западном направлении, а общее погружение ее в этом районе происходит на юго-запад.

Поперечные разломы обрамления, имеющие северо-западное и широтное простираие, четко выражены в подводном рельефе и подчеркиваются соответствующим расположением эпицентров землетрясений. В пределах самой горст-антиклинали поперечные разломы развиты незначительно. Здесь характерно развитие разломов северо-восточного простираия, разделяющих три различных по геологической природе и по интенсивности современных восходящих движений блока. С востока на запад это 1) блок Кроноцкого хребта, сложенный меловыми отложениями и перекрывающими их палеогеновыми эффузивами; 2) Тюшевский грабен, выполненный терригенными неогеновыми толщами верхов разреза Восточно-Камчатского прогиба, и 3) блок хребтов Железнодорожного и Чажминского, где на опущенной поверхности олигоцен-миоценовых терригенных толщ залегают покровы верхне-

плиоцен-нижнечетвертичных эффузивов. Эти три разнородных блока консолидированы в настоящее время в одну интенсивно воздымающуюся структуру. Однако темп поднятия их разный. Различен и уровень вершин: в блоке Кроноцкого хребта он составляет более 1000—1200 м, в Тюшевском грабене — 300 до 600 м, в хребте Чажминском — 1600 м.

В настоящее время п-ов Кроноцкий отличается повсеместным распространением горного денудационно-тектонического рельефа, максимальные абсолютные отметки которого достигают почти 1350 м.

Наиболее высокая часть острова — один из крупнейших на Камчатке центров современного оледенения. Характерна большая глубина эрозионного расчленения, достигающая 700—800 м. Большинство долин рек и ручьев имеет каньонообразный, или V-образный поперечный, профиль и только в низовьях некоторых рек северо-восточной части полуострова наблюдаются плоские заболоченные или террасовидные днища. Почти все долины имеют явные следы ледниковой обработки. В связи с большой мощностью ледников экзарации подверглись на большой площади и подораздельные пространства. Широко развиты морские террасы высотой до 940 м. Вполне вероятно, что и более высокие ровные площадки, срезающие интенсивно дислоцированные подстилающие породы, имеют морское происхождение. Самая высокая из таких площадок имеет абсолютную высоту 1348 м — это высшая точка полуострова.

Отсутствие в пределах п-ова Кроноцкого осадочных верхнеплиоцен-нижнелепистоценовых отложений показывает, что на протяжении этого периода он являлся положительной формой рельефа. Областью относительного поднятия этот участок был, по-видимому, еще начиная с кавранского времени, поскольку мощность кавранских отложений здесь значительно сокращена по сравнению с сопредельными территориями, а сами они представлены мелководными фациями.

Реконструкция истории развития рельефа п-ова Кроноцкого во вторую половину четвертичного периода может быть проведена на основе изучения повсеместно распространенных морских террас и следов I и II фаз верхнелепистоценового оледенения. Проведенное И. В. Мелекесцевым картирование древних клифов показало, что высота их в пределах полуострова не остается постоянной, а все время изменяется. По мере движения отсюда в западном, северо-западном и юго-западном направлениях высота клифов существенно уменьшается. Соответственно уменьшается и высота фиксируемых ими морских террас. Наиболее быстрое снижение высоты клифов происходит в северо-западном направлении, нормальном к направлению береговой линии на участке от м. Козлова до м. Кроноцкого, характеризующемся максимальной высотой клифов. Из этого следует, что максимальные скорости поднятия были свойственны юго-восточному побережью, а линия наибольших поднятий имеет северо-восточное простираие.

Несмотря на прекрасную выраженность в рельефе, большинство морских террас п-ова Кроноцкого не датировано. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализа и соотношению с ледниковыми формами, здесь был выделен только комплекс верхнелепистоценовых межстадиальных (Q_3^3) и межледниковых (Q_3^1) террас (Брайцева и др., 1966). Межстадиальные террасы отличаются хорошей сохранностью, обладают специфическим строением отложений и характерной морфологией, в связи с чем именно они и были выбраны в качестве маркирующих уровней для расчета средней скорости тектонических поднятий.

Близ г. Обнажение (северный берег бух. Ольги) комплекс межстадиальных террас имеет высоту от 50 до 100 м, на восточном берегу бух. Ольги — 70—150 м, у м. Ольги — 90—120 м, на участке от м. Козлова до м. Кроноцкого — 120—140 м. Расчеты были основаны на пред-

положении о том, что верхний и нижний из этих уровней относятся к началу и концу межстадиала, а средний, с которыми ассоциируются наиболее четкие подпрудные формы рельефа,— к середине межстадиала. В соответствии с высотой имеющихя террас установлено, что средняя скорость тектонических поднятий за конец верхнего плейстоцена — голоцен составляет для названных выше участков 2,5; 3,3; 4,0 и 5,0 мм/год. Полученные цифры были использованы и для определения высоты всех остальных террас второй половины четвертичного периода (табл. 6).

Таблица 6

Абсолютные высоты рассчитанных и реальных морских террас п-ова Кроноцкого

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы						Высота реальных террас, м				
		возраст мо- ментов терра- сообразно- ния, тыс. лет	уровень моря по отношению к современно- му, м	Средняя скорость тектониче- ского под- нятия, мм/год			рассчитанная высота террас, м					
				1	2	3	1	2	3	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	3,3	4,0	5	5,2	6,8	11,2	—	6—7	—
		4—4,5	—4—4,5				10	13	17,5	—	—	—
		6—6,5	0				21	25	31	—	20—25	—
		7—7,5	3—3,5				28	33	40	25—30	30—35	40
		8,5	—20—30				3	9	17,5	—	—	—
		9,8	—40—50				—12	—6	4	—	—	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ¹	11	—70—80				—33	—31	—20	—	—	—
		12,2	—80—90				—44	—36	—24	—	—	—
		15	—90—110				—50	—40	—25	—	—	—
	Q ₃ ²	25	—10—15				71	87	113	65—70	90	120
		35	0				117	140	165	100—110	135	160
		45	—10—35				137	207	213	140—150	220	240
	Q ₂ ²	55—59	—50—60				135	173	230	—	—	—
		63—65	—100—120				103	146	210	—	170—080	280?
	Q ₃ ¹	75—80	5				255	305	330	250—260	300	360, 400
		105	0				350	420	525	—	—	490—500
		120—130	10—15				425	513	638	—	—	515, 530 600—620 700
	Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165				0	545	660	825	—	—
175			0				580	700	875	—	—	880
190			0				630	760	950	—	—	940
Q ₂ ¹		220	0	730	880	1100	—	860—880	—			
		260—270	0	880	1040	1325	—	1000—1040	—			
		290—300	0	980	1180	1475	—	1120—1080	—			

Примечание. Графы: 1 — приведены данные по району бухты Ольги; 2 — района мыса Ольги; 3 — участка от м. Козлова до м. Кроноцкого.

Рассчитанная общая амплитуда тектонического поднятия за средний плейстоцен-голоцен (315—0 тыс. лет) равна для этих участков соответственно около 1600, 1250, 1050, 800 м. Величина 800 м будет для полуострова, по-видимому, минимальной, так как она относится к

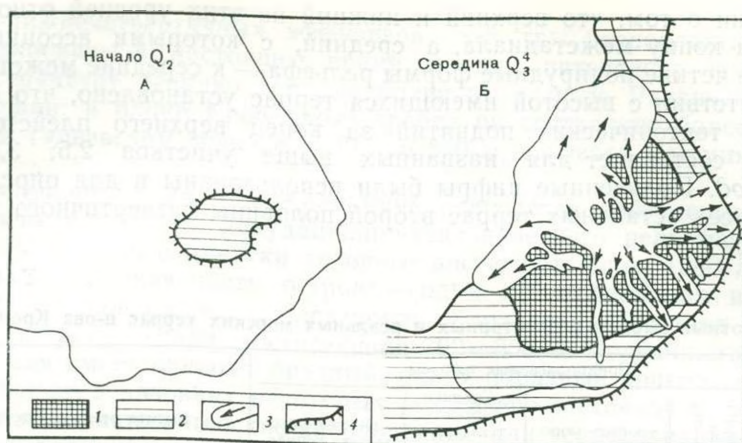


Рис. 24. Палеогеографические схемы п-ова Кроноцкого

А — на начало среднего плейстоцена, Б — на время II фазы верхнеплейстоценового оледенения. 1 — денудационно-тектонические горы, 2 — морские террасы, 3 — ледники, 4 — положение древней береговой линии.

участку, характеризующемуся самой малой в его пределах скоростью поднятий.

Учитывая полученные данные, можно предполагать, что в начале среднелейстоценового межледникового (рис. 24, А) главная часть современного п-ова Кроноцкого находилась ниже уровня моря, и лишь на месте самого высокого его участка был сравнительно небольшой (20×15 км) остров с плоской вершиной, высота которого не превышала 100—150 м. Между островом и основным массивом суши п-ова Камчатки располагался пролив глубиной в несколько сот метров и шириной до 10—15 км.

Опускание имело тектоническую природу, поскольку его величина была весьма значительной по сравнению с периодом последнего высокого стояния суши, имевшим место предположительно в верхнем плейстоцене. В частности, амплитуду этого опускания для района северного побережья бухты Ольги можно ориентировочно оценить в 450—500 м, поскольку здесь имеются толщи континентальных отложений предположительно верхнеплейстоценового возраста, залегающие на отложениях тюшевской серии в цоколе высоких морских террас. В настоящее время высота подошвы этих отложений в районе устья ручья Шеломайного около 90 м, а в начале среднего плейстоцена она была опущена здесь на глубину около 450 м. По данным диатомового анализа (Брайцева и др., 1966), эти осадки являются лагунными и прибрежно-морскими, накапливавшимися на уровне моря или несколько ниже его.

К концу среднелейстоценового межледникового в связи с тектоническим поднятием площадь и высота суши значительно увеличились. Последняя, по-видимому, достигла 450—500 м. Во второй половине среднего плейстоцена этот рост был еще более значительным, так как тектоническое поднятие суммировалось с эвстатическим понижением уровня Мирового океана в результате появления гигантских ледниковых щитов. Вполне вероятно, что максимальная высота суши составляла в это время 750—800 м. Поэтому не исключено, что здесь возникли небольшие ледники. В самом конце среднего плейстоцена, по-видимому, исчез и пролив, отделявший островную сушу от Камчатки, а остров превратился в полуостров.

Во второй половине верхнего плейстоцена территория полуострова подверглась мощному двухфазному оледенению, поскольку максимальная высота его в конце I фазы оледенения достигла 1200—1250 м, а во

время II фазы оледенения даже 1300—1400 м, учитывая понижения уровня моря в ледниковые эпохи (рис. 24, Б). Ледник целиком покрывал всю центральную, наиболее приподнятую, часть полуострова, а по его периферии располагались мощные долинные ледники. Концевые части наиболее крупных ледников выходили в область современного шельфа. В целом масштаб оледенения и в I и во II фазы во много раз превышал размеры современного оледенения.

Интенсивное поднятие Кроноцкого полуострова сопровождалось образованием многочисленных морских террас. Сведения о высотах террас и предполагаемом времени их возникновения помещены в табл. 6. Явная тенденция к поднятию сохраняется и в настоящее время.

Полуостров Камчатского мыса

Горст-антиклиналь п-ова Камчатского мыса особенно интересна своим положением на стыке камчатских и алеутских структур. На восточном побережье полуострова терригенные палеогеновые толщи имеют не олигоцен-миоценовый возраст, характерный для Восточно-Камчатского прогиба, а эоценовый (Пронина, 1969). По литологии и возрасту они полные аналоги толщ, развитых на Командорских островах, а направление дислокаций в них имеет то же северо-западное, «алеутское» простирание. Однако нет никаких оснований, как это делают многие авторы, связывать с командорскими структурами развитые здесь массивы гипербазитов и северо-западную ориентировку складок меловых отложений. Меловые отложения не характерны для западной ветви, в восточной же ее ветви они имеют другой состав и, по-видимому, отличаются по возрасту (Барк, 1970). Гипербазиты же на Алеутской дуге не известны вообще. Следует, по-видимому, говорить о наложении алеутских (командорских) структур на складчатый массив Камчатки только в эоцене. Анализ распределения мелкофокусных землетрясений в данном районе показывает, что в пределы п-ова Камчатского мыса прямо продолжается ряд эпицентров, связанных с Алеутской дугой. Сохраняется здесь и «алеутское» направление векторов сжатия в очагах землетрясений (Зобин, 1972).

Современная морфоструктура поднятых блоков имеет сложную ориентировку, и единая линейная вытянутость горст-антиклинальной системы отсутствует. Молодая разломная тектоника интенсивно проявляется вплоть до современных разломов. Датировка движений по разломам западного обрамления проблематична в связи с дискуссионностью возраста отложений, развитых в прилегающей депрессии оз. Столбовского. Наиболее отчетливо выражены разломы северо-западного простиранья, движения по которым продолжаются до настоящего времени.

В настоящее время для полуострова характерно наличие нескольких разобщенных впадинами горных массивов, имеющих максимальную высоту почти до 1300 м: горы Камчатского мыса, горы Столбовские, хребет Тарховский и др. Для горных массивов специфично совместное сосуществование участков резко расчлененного эрозионно-денудационного рельефа, местами даже рельефа типа бедленд, и одновысотных им участков, характеризующихся развитием вершинных поверхностей, в пределах которых располагается большое количество плоских и слабо наклоненных площадок. Как правило, эти площадки занимают здесь наиболее высокое гипсометрическое положение. На склонах горных массивов площадки располагаются четкими ярусами, образуя как бы ступени гигантской лестницы.

Каждая из ступеней обладает всеми морфологическими признаками морских террас: они вытянуты вдоль современного побережья и отделены друг от друга четкими крутыми уступами, также идущими в

общем параллельно берегу; для них всегда характерен небольшой уклон в сторону моря, а поверхность резко несогласна с подстилающими дислоцированными породами. Морское происхождение средних и низких по высоте ступеней подтверждено находками морской фауны (Куприна, 1970). Самые высокие ступени лишены фаунистических остатков, но на их поверхности почти всегда имеется единичная хорошо окатанная галька и валуны. По данным А. И. Юдина, окатанный обломочный материал обнаружен на выровненных водоразделах до высоты более 1000 м. Таким образом, можно предполагать, что даже наиболее высоко расположенные площадки имеют морской генезис.

Широко представлены на полуострове скульптурные и ледниковые формы I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения, а также флювиогляциальные равнины. Хорошая сохранность как морских террас, так и ледниковых и водно-ледниковых образований легко позволяет установить их возрастные соотношения. В отличие от рассмотренных ранее участков на п-ове Камчатского мыса имеются мощные сложно построенные толщи плиоцен-четвертичных отложений, объединенные в ольховскую и лахтакскую свиты. Таким образом, для восстановления истории развития рельефа этого района в новейший период могут быть использованы как результаты исследования имеющихся форм рельефа, так и материалы изучения осадочных толщ.

Представление об условиях формирования рельефа п-ова Камчатского мыса в начале новейшего геоморфологического периода можно получить, анализируя обстановку накопления отложений ольховской свиты.

Ольховская свита мощностью до 1000 м развита в западной и юго-западной частях полуострова, а также в окрестностях озер Столбовского и Нерпичьего. Наиболее полно эта свита описана в коллективной работе В. Г. Беспалого и других (1972). По их данным, она состоит из двух подсвит — нижней и верхней. Нижняя подсвита изучена авторами в бассейнах р. Мутной и руч. Лахтак, а верхняя часть нижней подсвиты и верхняя подсвита — по рекам Ольховой Первой и Белой.

В пределах первого из названных участков разрез ольховской свиты начинается маломощным горизонтом базальных конгломератов, перекрытым сверху толщей глинистых алевроитов с фауной. Суммарная мощность отложений достигает здесь 300 м. Весь разрез характеризуется, по данным Ф. С. Файнберга, обратной намагниченностью пород.

На втором участке в основании свиты также отмечен горизонт базальных мелкогалечных конгломератов и песчаников общей мощностью 10—15 м, на нем залегает толща рыхлых осадков, среди которых преобладают глинистые алевроиты, содержащие рассеянную гальку и раковины морских моллюсков. В верхней части толщи появляются многочисленные прослои хорошо отсортированных песков, гравийников и галечников. Горизонт базальных конгломератов и перекрывающая его толща отнесены к верхней части нижней подсвиты ольховской свиты. Общая мощность этой части подсвиты ориентировочно оценивается в 200—750 м. Верхняя подсвита ольховской свиты, связанная с нижней постепенным переходом, отличается большой фациальной пестротой и сложена чередующимися прослоями галечников, песков и глинистых алевроитов. В верхних частях ее разреза обнаружены горизонты несортированных валунных суглинков, переслаивающихся с прибрежными гравийно-песчаными осадками. Видимая мощность верхней подсвиты оценивается в 200—250 м. В отличие от первого участка весь исследованный здесь разрез характеризуется нормальной намагниченностью пород.

По вопросу о возрасте ольховской свиты единого мнения не существует. Г. П. Борзунова, определившая 72 вида морских моллюсков из этой толщи, первоначально считала наиболее вероятным для нее ниже-

плейстоценовый возраст, хотя и допускала, что начало ее формирования может быть отнесено к верхнему плиоцену (Куприна, 1970). Позднее (Беспалый и др., 1972) она изменила свое мнение, датировав эту свиту верхним плиоценом, хотя и допустила, что в дальнейшем ее верхние горизонты, возможно, будут отнесены к нижнему плейстоцену. О. С. Короткевич, З. С. Караджанова и Л. М. Долматова, основываясь на данных диатомового анализа, указывают, что накопление отложений свиты произошло в неритической зоне крупного морского бассейна в конце плиоцена. Правда, эти исследователи отмечают, что в ольховской свите с высокими оценками обилия встречаются также формы диатомей, которые достигают расцвета только в плиоцене. Н. П. Куприна (1970) исходя из общегеологических построений и критического пересмотра результатов фаунистического и диатомового анализа делает вывод о верхнеплиоценовом возрасте ольховской свиты. Наконец в коллективной работе В. Г. Беспалого и других (1972) свита датирована верхним плиоценом — нижним плейстоценом.

Анализируя имеющиеся данные о характере и возрасте отложений ольховской свиты, можно высказать ряд соображений. Во-первых, толщи, относимые к нижней подсвите ольховской свиты в бассейнах р. Мутной и руч. Лахтак, с одной стороны, и в бассейнах рек Ольховой Первой и Белой — с другой, не прямо надстраивают друг друга, а, по-видимому, достаточно сильно отличаются по возрасту и разделены размывом и перерывом. На это указывают как данные палеомагнитных исследований, так и состав собранной в них фауны. Г. П. Борзунова отмечает, в частности, что в разрезах р. Мутной и руч. Лахтак несколько выше процент вымерших форм, наблюдается большее разнообразие родового и видового состава моллюсков, а также характерно большее количество особей.

Во-вторых, возможно предполагать, основываясь на данных палеомагнитных исследований, что отложения, вскрытые в бассейнах р. Мутной и руч. Лахтак, имеют верхнеплиоценовый (может быть, и более древний) возраст, а в бассейнах рек Ольховой Первой и Белой — плейстоценовый, так как все изученные здесь образцы имеют прямую полярность. В какой-то мере на это указывают также и данные спорово-пыльцевого анализа отложений второго участка, хорошо сопоставляющиеся с четвертичными (Q_1 — Q_3^1) спорово-пыльцевыми комплексами Центральной Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968).

В-третьих, в связи с нахождением в верхних частях разреза несортированных валунных суглинков мореноподобного облика предполагается, что эта часть свиты сформирована в начале второй половины верхнего плейстоцена, во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения, так как ранее условий для возникновения ледников на п-ове Камчатского мыса не было.

Присутствие в основании верхнеплиоценовой (?) части ольховской свиты в бассейнах р. Мутной и руч. Лахтак горизонта конгломератов указывает на существование в начальные моменты ее формирования относительно высоко поднятой суши, являвшейся областью сноса. Однако по мере развития трансгрессии площадь суши значительно сократилась, а в максимальную ее фазу суша, по-видимому, вообще исчезла за исключением, возможно, только северной части полуострова, так как по данным изучения фауны и диатомовых водорослей накопление мощной толщи алевроитов, составляющих главную часть разреза нижней подсвиты, происходило в обстановке литорально-неритической зоны крупного морского бассейна. Точно определить общую амплитуду погружения суши не представляется пока возможным, но она явно превышала 300 м (такова здесь мощность отложений нижней подсвиты).

Отчетливо выраженный трансгрессивный характер более молодой (?) нижней части разреза ольховской свиты в бассейне р. Ольховой

Первой также позволяет предполагать в начале ее накопления близость поднятой суши, впоследствии погрузившейся. Вполне вероятно, что высокое стояние суши имело место в конце верхнего плиоцена, а последовавшее за этим опускание суши приходилось на нижний плейстоцен. Используя данные о поднятии полуострова за вторую половину четвертичного периода, амплитуду погружения очень ориентировочно можно оценить в 500—600 м. Поскольку сейчас установлено, что размах эвстатических колебаний уровня Мирового океана не превышал 200 м, можно предполагать, что опускание полуострова имело главным образом тектоническую природу.

История формирования рельефа п-ова Камчатского мыса во второй половине четвертичного периода может быть реконструирована на основе изучения имеющихся здесь морских террас, следов четвертичных оледенений и отложений верхней подсвиты ольховской свиты и лахтакской свиты.

Проведенное И. В. Мелекесцевым картирование древних морских террас показало, что для различных участков полуострова характерны свои комплексы террас, значительно отличающиеся по высотам. Наиболее высокие береговые линии, фиксируемые подножьями древних клифов, отмечены в юго-западной и южной частях полуострова, менее высокие — в северной части (район хр. Тарховского и гор Столбовских).

В пределах юго-западной части полуострова, от устья р. Угловой до устья р. Быстрой, лучше всего выраженные в рельефе поднятые береговые линии, располагаются на высотах 17—20, 30—35, 100—120, 150—160, 200, 350, 500—520, 550—560, 750—780 и 940—960 м. Кроме того, в районе горы Оленьей отмечена выровненная площадка на высоте 1040—1070 м. Максимальные высоты этого участка достигают 1230—1285 м.

По данным Н. П. Куприной (1970), 17—20- и 30—35-метровая террасы содержат богатые комплексы морских моллюсков, в которых представлены главным образом бореальные, ныне живущие виды. В целом обнаруженная фауна имеет современный облик. Не отличались от современных и климатические условия времени накопления террасовых отложений, реконструированные по данным спорово-пыльцевого анализа. В связи с этим, а также на основе корреляции с близкими по высоте морскими террасами Чукотки и о-ва Карагинского обе террасы относятся, по данным Н. П. Куприной, к верхнеплейстоценовому (казанцевскому) межледниковью. Последний вывод находится в явном противоречии с данными о соотношении этих террас с флювиогляциальными равнинами II фазы верхнеплейстоценового оледенения, которые они срезают, а следовательно, являются более молодыми образованиями голоценового возраста. Приведенные в работе Н. П. Куприной данные о фауне и растительности времени формирования 17—20- и 30—35-метровой террас несколько не противоречат, а даже отлично согласуются с нашей интерпретацией их возраста.

Основным репером, использованным на этом участке, для расчета скорости новейших тектонических движений, в связи с отсутствием абсолютных датировок, стала 160—170-метровая морская терраса, возникшая в период максимума трансгрессии, в середине верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3), около 35 тыс. лет назад. Дело в том, что этот террасовый уровень хорошо распознается по связи с ним характерных «подпрудных» террас, прекрасно выраженных в нижних частях речных долин восточного побережья Камчатки. Образование подобных подпруд было вызвано ингрессией моря в долины рек. Межстадиальный возраст 160—170-метровой и привязанных к ней «подпрудных» террас в низовьях речных долин подтверждается перекрытием их ледниковыми отложениями II фазы верхнеплейстоценового оледенения (долины рек Быстрой, Мутной, Медвежьей). В бассейнах рек Мутной и руч. Лахтак

слагающие эти уровни отложения описаны под названием лахтакской свиты (Беспалый и др., 1972). Они представлены здесь рыхлыми косо-слоистыми, хорошо отсортированными морскими галечниками, гравийниками и песками с фауной. Отмечены прослой крупных валунишков, образование которых, возможно, связано с перемывом ледниковых или флювиогляциальных отложений I фазы верхнеплейстоценового оледенения.

Из отложений лахтакской свиты Г. П. Борзуновой определены: *Yoldia* aff. *thaciaeformis* (Storer), *Y. sp.*, *Macoma* cf. *calcareea* (Gmelin), *M. cf. balthica* (Linné), *M. balthica* (Linné), *Laternula*, sp. indet., *Nuculana* (*Sacella*) *pernula* Müll., *N. (Sacella) cf. pernula* (Müll.), *Cardita* sp. indet., *Dentalium* sp., *Bathyarca glacialis* (Gray). Дополнительно О. М. Петров определил из сборов Н. П. Куприной *Natica clausa* (Brod. et Sow.), *Mya* sp., *Buccinum* sp. (Куприна, 1970). Все перечисленные виды ныне живущие, кроме *Bathyarca glacialis* (Gray), они появились в миоцене и плиоцене. Арктический вид *Bathyarca glacialis* (Gray), по данным О. М. Петрова (1964, 1965), проник в Берингово море только во второй половине плейстоцена. Г. П. Борзунова (Куприна, 1970) датирует лахтакскую свиту второй половиной плейстоцена. Эта датировка в общем не противоречит приведенной выше. Тем более что О. М. Петров и М. Хорева (1968) отмечают, что высокоарктический вид *Bathyarca glacialis* (Gray), отсутствующий ныне в Беринговом море, имеется в осорских слоях Камчатки, которые, по нашим данным (см. ниже), сформировались в конце верхнего плейстоцена.

Рассчитанная по формуле (1) скорость тектонических поднятий оказалась равной около 4,7 мм/год. Основываясь на этой скорости, были подсчитаны высоты всех возможных для этого участка террас (табл. 7, 1а).

Аналогичный набор террас наблюдается и в районе г. Командной, где выделяются: 100-, 200—210-, 340-, 500—520-, 560—600-, 760-, 830- и 900-метровая морские террасы (табл. 7, 1б).

Базируясь на проведенных расчетах, можно предполагать, что 30—35- и 17—20-метровая и все более низкие морские террасы в пределах рассмотренных участков имеют голоценовый возраст, 100—120-, 160—170-, 200—210-метровая террасы возникли во время верхнеплейстоценового межстадиала, 340—350-, 500—520- и 560—600-метровая — во время верхнеплейстоценового межледниковья, 750—780-, 830-, 900—960-метровая — во время межстадиала, разделявшего две крупные фазы наступания среднеплейстоценовых ледников, а все более высокие — во время среднеплейстоценового межледниковья. Максимальная суммарная амплитуда поднятия за вторую половину четвертичного периода должна достигать здесь примерно 1500 м.

При прослеживании древних береговых линий в пределах юго-восточного и восточного побережья п-ова Камчатского мыса удалось установить, что высота их не остается постоянной, а постепенно изменяется. Это прекрасно видно, в частности, на участке от г. Командной до устья р. Большой Перевальной, где высота тылового шва 200—210-метровой террасы (р-н г. Командной) уменьшается до 65—70 м (на правобережье р. Большой Перевальной), а 340-метровой — до 140—150 м, что соответствует уменьшению средней скорости поднятий с 4,7 мм до 1,7 мм год.

Аналогичная картина характерна и для горного массива, заключенного между долинами рек Первой и Второй Перевальных. На этом участке максимальная высота древних береговых линий отмечается для района г. Африка, а минимальная — для участка на левобережье р. Первой Перевальной. Вычисленная для рассматриваемого массива скорость тектонических поднятий изменяется от 4,2 мм/год (р-н Африка) до 2,2 мм/год близ р. Первой Перевальной, а суммарная амплитуда текто-

**Абсолютные высоты рассчитанных и реальных морских террас
п-ова Камчатского мыса**

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				Высота реальных террас, м				
		возраст моментов террасооб- разования, тыс. лет	уровень моря по отноше- нию к сов- ременному, м	средняя ско- рость тектони- ческого подни- тия					рассчитанная высота террас, м	
				1	2	1	2	1а		1б
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	4,7	1,6	8,3	1,5	—	—	1,5
		4—4,5	—4—4,5			16	2,6	17—20	—	2—2,5
		6—6,5	0			23	10	—	—	10—12
		7—7,5	3—3,5			37	15	30—35	—	13—15
		8,5	—20—30			15	—11,5	—	—	—
		9,8	—40—50			0	—29	—	—	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80			—23	—57	—	—	—
		12,2	—80—90			—28	—65	—	—	—
		15	—90—110			—30	—76	—	—	—
	Q ₃ ³	25	—10—15			105	28	100—120	100	25—30
		35	0			165	56	160—170	—	60
		45	—10—15			199	60	200	200—210	—
	Q ₃ ²	55—59	—50—60			213	33	—	—	—
		63—65	—100—120			189	—8	—	—	—
	Q ₃ ¹	75—80	5			370	115	350	340	100—120
		105	0			494	163	500—520	500—520	165
		120—130	10—15			600	212	560	560—600	200—220
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0			775	264	750—780	760	280—
		175	0			820	230	—	830	—
		190	0			895	304	940—960	900	300
	Q ₂ ¹	220	0			1034	352	1040—1070	—	—
		260—270	0			1245	424	—	—	430
		290—300	0			1390	472	—	—	—

Примечание. Графы 1 — (1а + 1б) приведены данные по району юго-западной части полуострова; 2 — северо-восточной части.

нического поднятия за вторую половину четвертичного периода — соответственно около 1300—1350 и 650—700 м.

Таким образом, южная и юго-западная части п-ова Камчатского мыса характеризуются не только значительными скоростями поднятий за вторую половину четвертичного периода, но также и их сильной дифференцированностью.

Северная и центральная части полуострова в общем значительно ниже, чем южная и юго-западная. Максимальные отметки горных массивов не превышают 835 м. Центральные участки заняты крупными понижениями, в центре которых располагаются озера Нерпичье, Столбовское и Култучное. Высота морских террас здесь также меньше. Наиболее высокая береговая линия располагается на высоте около 430 м (район м. Столбового). Помимо нее выделяются также и другие морские террасы: 13—15-, 25—30-, 60-, 100—120-, 200—220- и 280—300-метровая. Прекрасно видно соотношение этих террас с ледниковыми

формами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Морены I фазы перекрывают 280—300- и 100—120-метровую морские террасы. Последняя наиболее молодая из террас еще перекрыта ледниковыми отложениями I фазы. Подобные взаимоотношения отмечены И. В. Мелекесцевым по обоим берегам р. Ключ Секачиный, а геологами Камчатского геологического управления (Селиверстов и др., 1966) на западном склоне Тарховского хребта. Эти геологи указывают, что в составе обломочного материала присутствуют разнообразные габброиды и плагиоклазиты, которых совершенно нет в пределах самого хребта Тарховского, но которые широко распространены в юго-западной части полуострова. Правда, эти исследователи считают описанные ледниковые отложения среднелейстоценовыми, ссылаясь на Г. М. Власова и Ю. Ф. Чемякова. Однако в последние годы С. А. Брайцевой и И. В. Мелекесцевым (Брайцева и др., 1968) было установлено, что большинство ледниковых отложений, относимых ранее к среднему и нижнему плейстоцену, имеют верхнеплейстоценовый возраст. Наиболее молодой морской террасой, которая перекрывается моренами II фазы верхнеплейстоценового оледенения, является 25—30-метровая и сопрягающиеся с ней аллювиальные террасы в долинах рек.

Исходя из подобных взаимоотношений, логично предположить, что 100—120- и 25—30-метровая морские террасы сформировались соответственно в конце верхнеплейстоценового межледниковья (Q_3^1) и в конце верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3). Основываясь на этом предположении, была рассчитана средняя скорость тектонических поднятий для северной части полуострова. Она оказалась равной в обоих случаях примерно 1,6 мм/год. Правильность полученной величины скорости поднятия была подтверждена путем сопоставления высот всех остальных реальных и рассчитанных террас (табл. 8). Таким образом, в пределах северного и центрального участков полуострова 13—15-метровая и все более низкие террасы имеют голоценовый возраст, 25—30-, 60-, 100—120-, 200—220-метровая — верхнеплейстоценовый (первые две сформированы во время межстадиала, а остальные — во время последнего межледниковья), 280—300- и 430-метровая — среднелейстоценовый (соответственно межстадиальный и межледниковый). Суммарную амплитуду поднятия за вторую половину четвертичного периода можно оценить примерно в 500 м. В отличие от юго-западного и южного участков заметной дифференциации в скоростях и амплитуде поднятий здесь не наблюдается.

Хорошо согласуется с геоморфологическими данными о поднятии п-ова Камчатского мыса и строение разреза верхней части нижней и верхней подсвит ольховской свиты. Появление в верхней части разреза нижней подсвиты гравийников и галечников свидетельствует о начале крупного этапа поднятий и о возникновении на месте современной южной части полуострова участков суши. По данным реконструкций, выполненных для этого района, исходя из рассчитанной средней скорости тектонического поднятия первая суша появилась здесь в начале среднего плейстоцена около 260—270 тыс. лет назад (см. табл. 7). В связи с чем логично предположить, что верхняя часть нижней подсвиты ольховской свиты имеет, вероятно, среднелейстоценовый, а не верхнеплейстоценовый или нижнеплейстоценовый возраст, как это считалось ранее (Куприна, 1970; Беспалый и др., 1972).

Однако, несмотря на начавшееся поднятие, в первой половине среднего плейстоцена большая часть современного п-ова Камчатского мыса все еще находилась ниже уровня моря (рис. 25). Небольшие участки островной суши существовали только в районе северной части полуострова, где имелось три острова, максимальная высота которых составляла всего 300—350 м. Острова располагались вдоль осевой части короткого подводного хребта субширотного простиранья. Аналогичная

Абсолютные высоты морских террас п-ова Озерного и о. Карагинского

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы			3		
		Возраст моментов террасообразова- ния, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1		2	
Голоцен	Q ₄	2 — 2,5 4 — 4,5 6 — 6,5 7 — 7,5 8,5 9,8	—2 — 2,5 —4 — 4,5 0 3 — 3,5 —20 — 30 —40 — 50	1,1 1,2	0,4 0,7 7,2 11,6 —15 —34	— — 6 — 7 10 — 12 — —	
		Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴		11 12,2 15	—70 — 80 —80 — 90 —90 — 110	—62 —71 —83
Q ₃ ³	25 35 45				—10 — 15 0 —10 — 15	16 40 39	15 — 20 40 — 45
	Q ₃ ²				55 — 59 63 — 65	—50 — 60 —100 — 120	11 —36
			Q ₃ ¹		75 — 80 105 120 — 130	5 0 10 — 15	91 121 156
Средний плейстоцен	Q ₂ ³		165 175 190		0 0 0	190 201 218	200 — 220
			Q ₂ ¹		220 260 — 270 290 — 300	0 0 0	253 305 340

Примечание. Графы 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас.

форма существовала и в южной части полуострова, но здесь вершина хребта над уровнем моря не поднималась. На востоке оба хребта соединялись подводным хребтиком субмеридионального простираения.

Тектоническое поднятие района полуострова продолжалось и в период формирования верхней подсвиты ольховской свиты, представленной регрессивной серией осадков и в целом более грубообломочной по сравнению с нижней подсвитой. В верхней ее части отмечены (Беспалый и др., 1972) валунные суглинки ледникового происхождения, чередующиеся с морскими прибрежными отложениями. В. Г. Беспалый связывает их с нижнеплейстоценовыми оледенениями. Однако, по мнению И. В. Мелекесцева, эти отложения, относятся, по-видимому, к I фазе верхнеплейстоценового оледенения. Дело в том, что условий для появления и развития ледников в нижнем плейстоцене здесь не было, поскольку в это время территория еще была погружена под уровень моря. Во второй половине среднего плейстоцена высота суши не превышала 350—400 м, поэтому предполагать здесь наличие мощного оледенения даже в условиях сильного похолодания климата также мало оснований. В начале же верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи максимальная высота суши достигла 1100—1200 м, что создало весьма

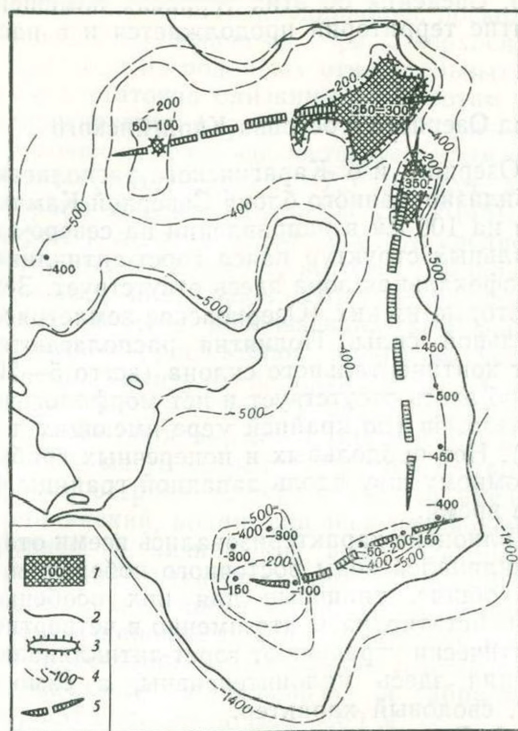


Рис. 25. Палеогеографическая схема п-ова Камчатского мыса на начало среднего плейстоцена

1 — участки суши и их высота, 2 — современная береговая линия, 3 — древняя береговая линия, 4 — изобаты и их отметки, 5 — оси подводных хребтов

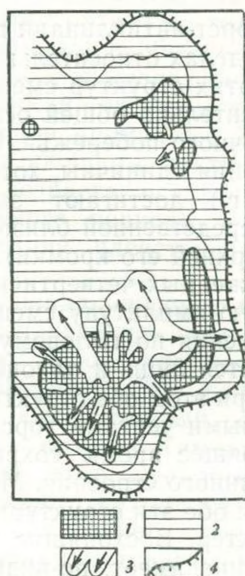


Рис. 26. Палеогеографическая схема п-ова Камчатского мыса времени II фазы верхнеплейстоценового оледенения

1 — денудационно-тектонические горы, 3 — ледники, 4 — положение древней береговой линии, 2 — морские террасы

благоприятные предпосылки для появления здесь мощного центра оледенения. Возникшие ледники распространились до подножья Тарховского хребта, оставив толщу ледниковых отложений на поверхности 100—110- и 280—300-метровой морских террас. Как уже отмечалось выше, среди обломочного материала в ледниковой толще широко представлены характерные породы, слагающие юго-западную часть полуострова. Таким образом, формирование верхней части верхней подсвиты ольховской свиты следует, по-видимому, относить к середине верхнего плейстоцена.

Самостоятельным центром оледенения во время I фазы был и горный массив на севере полуострова, но размеры ледников здесь были меньше, чем на юге, в связи с меньшими абсолютными отметками вершин массива (не более 750—800 м).

Аналогичная картина наблюдалась и во время II фазы верхнеплейстоценового оледенения (рис. 26): наиболее крупные ледники начинались в пределах сильно поднятой (до 1200—1300 м) юго-западной части полуострова, а мелкие горно-долинные ледники существовали на севере, где высота массивов над уровнем моря не превышала 800—900 м.

На фоне непрерывного поднятия, при изменяющемся уровне моря, была создана серия террас высотой до 1040—1070 м. Существовали и более высокие террасы, но сейчас их площадки практически уничтожены, а об их былом распространении свидетельствует повсеместная

одновысотность водоразделов. Сведения об этих террасах помещены в табл. 7. Тектоническое поднятие территории продолжается и в настоящее время.

Поднятие полуострова Озерного и острова Карагинского

Горст-антиклинали п-ова Озерного и о. Карагинского располагаются в пределах относительно стабилизированного блока Северной Камчатки. Ось этих структур смещается на 100 км в направлении на северо-запад относительно общей оси остальных структур пояса горст-антиклиналей восточного побережья. Сейсмофокальная зона здесь отсутствует. Землетрясения единичны, хотя некоторые из них (Озерновское землетрясение 1970 г.) достигают значительной силы. Поднятия располагаются в непосредственной близости от континентального склона (всего 5—20 км от верхней его кромки). Желоб здесь отсутствует и нет морфологически выраженных четвертичных разломов (по крайней мере имеющих достаточную амплитуду смещения). Нет продольных и поперечных грабен. Движения по тыловому разломному шву вдоль западной границы фиксируются лишь в плиоценовое время.

При этом обе структуры в плиоцене характеризовались всеми отличительными чертами горст-антиклиналей зоны восточного побережья, а в настоящее время сохранили общие, типичные для них особенности глубинного строения. Можно констатировать, что именно в четвертичное время обе эти структуры практически утрачивают горст-антиклинальный характер. Восходящие движения здесь малоинтенсивны, а само возмущение имеет, по-видимому, сводовый характер.

Полуостров Озерной. В настоящее время полуострову свойствен главным образом горный денудационно-тектонический рельеф, однако значительные площади заняты также вулканогенно-тектоническим рельефом. Кровля пород складчатого фундамента не поднимается выше 500—600 м; все более высокие вершины имеют вулканическое происхождение.

Отсутствие осадочных толщ верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста показывает, что на протяжении этого этапа п-ов Озерной выступал как положительная форма рельефа. Во второй половине этапа здесь был создан крупный щитообразный вулкан Начикинский, сложенный основными породами, с диаметром основания 18—20 км, и высотой 800—1000 м. Он занимал самое северное положение из ряда образований в пределах восточной вулканической зоны Камчатки. Судя по соотношению с высокими морскими террасами, формирование главной постройки вулкана завершилось еще в нижнем плейстоцене.

История развития рельефа во второй половине плейстоцена может быть восстановлена гораздо более подробно благодаря широкому развитию здесь морских террас и следов I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. На полуострове выделяется комплекс низких аккумулятивных морских террас высотой до 4—5 м, а также абразионные и абразионно-аккумулятивные 10—12-, 20-, 40—45-, 90—200-, 120—130-, 160—170-, 200—220-, 300—320- и 340—360-метровая морские террасы. Установлено, что практически все террасы начиная от 90—100-метровой и выше в той или иной мере затронуты деятельностью ледников I фазы верхнеплейстоценового оледенения, террасы 20- и 40—45-метровая моложе этих ледников, но древнее перекрывающих их морен II фазы оледенения, абразионный уступ 10—12-метровой террасы срезает последнее. В связи с подобными взаимоотношениями предполагается, что террасы 90—100-метровой и более высокие сформировались до начала верхнеплейстоценового оледенения, 20- и 40—45-метровая — межстадиальные, а 10—12-метровая — голоценовая. Допускается также, что 90—100-метровая морская терраса — наиболее молодой уровень верхне-

плейстоценового межледниковья, поскольку она самая низкая из террас, погребенных моренами I фазы верхнеплейстоценового оледенения.

Исходя из подобных относительных датировок террас и корреляции их с достаточно близкими по высотам и положению в системе уровней аналогичными формами о. Карагинского, предполагается, что 10—12-метровая терраса соответствует климатическому оптимуму голоцена и имеет возраст около 7—7,5 тыс. лет, а 20-, 40—45- и 80—90-метровая террасы образовались около 25, 35 (45) и 75 тыс. лет назад. Именно эти цифры и легли в основу расчета средней скорости тектонического поднятия п-ова Озерного, которая оказалась равной примерно 1,2 мм/год для всех интервалов. Полученная величина скорости тектонических поднятий была использована для расчета возраста остальных возможных террас второй половины четвертичного периода (табл. 8). Общая амплитуда поднятия острова за средний плейстоцен-голоцен (315—0 тыс. лет) составляет около 380 м.

Таким образом, можно предполагать, что к началу среднего плейстоцена на месте современного полуострова располагались два обособленных острова. Северо-западный представлял собой остров — вулкан Начикинский, поднимавшийся над водой на высоту до 900 м, а более крупный и низкий (не выше 250—300 м), юго-восточный, обладал денудационно-тектоническим рельефом. Между ними и Камчаткой на месте верхней части современной Хавывенской возвышенности существовал широкий пролив, в средней части которого находился небольшой плосковершинный остров. В первой половине среднего плейстоцена образовались абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы высотой до 340—360 м.

Тектоническое поднятие и эвстатическое понижение уровня Мирового океана привели к тому, что во второй половине среднего плейстоцена здесь возник крупный полуостров, присоединившийся к Камчатке. Максимальная высота района вулкана Начикинского над уровнем моря достигла в это время 1100—1150 м, поэтому наиболее вероятно, что здесь возникло довольно значительное по масштабам оледенение. На остальной части территории п-ова Озерного высоты не превышали 400—500 м, поэтому здесь ледники либо вообще отсутствовали, либо были очень небольшими по размерам. Во время межстадиала (межледниковья), разделявшего две крупных подвижки среднеплейстоценовых ледников, на полуострове возникла серия абразионных террас высотой 200—230 м.

Верхнеплейстоценовое межледниковье явилось временем формирования серии абразионно-аккумулятивных и абразионных морских террас, имеющих сейчас высоту от 80 до 170 м. Насколько можно судить по положению уступов этих террас, очертания береговой линии в то время были уже близки к современным. Максимальная высота суши не превышала в конце межледниковья 1100—1150 м в районе Начикинского вулкана и 400—500 м на остальной территории.

Новое резкое увеличение высоты и площади суши произошло в начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи. Вулкан Начикинский поднимался в то время над уровнем моря не менее чем на 1300 м, а юго-восточная часть полуострова — на 550—650 м. В результате появились крупные ледники типа Маляспина на вулкане Начикинском и небольшие горно-долинные и каровые ледники на остальной территории. Следы оледенения достаточно хорошо выражены в рельефе и сейчас. Эти ледники смыкались с окончаниями гигантских ледников, начинавшихся в Срединном хребте Камчатки.

В середине второй половины верхнего плейстоцена сформировались 20- и 40—45-метровая морские террасы. По-видимому, к этому же времени относится и начало молодого этапа вулканической деятельности ареального типа. Здесь возникло 15—20 шлаковых конусов и мелких

щитовых вулканов, сложенных основными породами (горы Рыцарь, Крыша, выс. 725, и др.). Следует отметить, что район Озерного полуострова является сейчас самым северным участком восточной вулканической зоны Камчатки, где имел место верхнеплейстоценовый базальтовый вулканизм.

В конце верхнего плейстоцена в результате похолодания и увеличения высоты суши вновь возникли ледники. Однако в отличие от I фазы оледенения размеры ледников в это время были значительно меньшими. Даже в районе вулкана Начикинского преобладали относительно небольшие горно-долинные ледники, а в других местах было только каровое оледенение. Начавшаяся в межстадиале вулканическая деятельность продолжалась. В это время возникли наиболее свежие из существующих здесь шлаковых конусов и, по-видимому, также крупный маар у западного подножья вулкана Начикинского, хотя не исключено, что он может иметь и голоценовый возраст.

Голоцен — это время образования 10—12-метровой абразионно-аккумулятивной террасы и серии более низких аккумулятивных морских террас. Можно предполагать, что тенденция к поднятию сохраняется здесь и до настоящего времени.

Остров Карагинский. Горные сооружения острова построены породами разного возраста. Более высокая (до 912 м) северо-восточная часть сложена палеогеновыми породами и интрузиями гипербазитов, в строении же западной и южной части принимают участие главным образом неогеновые осадочные толщи. Разрез неогеновых отложений заканчивается лимимтэваямской и усть-лимимтэваямской свитами. Нижне-среднеплиоценовая (Гладенков, 1972) лимимтэваямская свита мощностью около 470 м залегает на подстилающих отложениях с размывом. В ее основании выделяется толща туфопесчаников и конгломератов (170 м), верхняя же часть свиты (около 300 м) сложена преимущественно туфодиазомитами с большой примесью пирокластического материала. Связанная с ней постепенным переходом усть-лимимтэваямская свита мощностью более 100 м представлена туфопесчаниками с прослоями конгломератов. По комплексу фауны О. М. Петровым (Петров, Хорева, 1968) она отнесена к верхнему плиоцену и параллелизуется с берингийскими слоями Аляски, имеющими возраст около 2,1 млн. лет (Гопкинс, 1965).

На плиоценовых отложениях с размывом и угловым несогласием лежат тусатуваямские слои, представленные рыхлыми и слабо сцементированными песчаниками и гравийниками с прослоями алевритов. Их мощность составляет несколько десятков метров. По данным О. М. Петрова (Петров, Хорева, 1968), фауна моллюсков тусатуваямских слоев представлена преимущественно современными бореальными и аркто-бореальными формами с небольшим количеством вымерших видов. По видовому составу фауны и ее облику О. М. Петров сопоставляет эти слои с анвильскими отложениями Аляски, имеющими верхнеплиоценовый-нижнеплейстоценовый возраст.

Усть-лимимтэваямская свита и тусатуваямские слои по своему возрасту коррелируют с верхнеплиоцен-раннеплейстоценовым этапом развития острова. Поэтому, анализируя фациальную обстановку накопления слагающих их толщ, в какой-то мере можно получить и представление о характере бывшего в то время рельефа суши. Наличие в основании усть-лимимтэваямской свиты пачки относительно грубообломочных отложений указывает на близость в период их накопления высоко поднятой суши, являвшейся областью интенсивного размыва. Во время формирования более мощной верхней пачки свиты, сложенной преимущественно туфодиазомитами, условия осадконакопления были уже иными: увеличилась площадь и глубина морского бассейна, а высота суши уменьшилась. Накопление тусатуваямских слоев снова происхо-

дило в условиях высокого стояния суши, о чем свидетельствует грубо-обломочный их состав.

История развития рельефа о. Карагинского во второй половине четвертичного периода может быть реконструирована более полно, поскольку относящиеся к этому времени формы рельефа и отложения сохранились лучше. Важнейшая роль среди них принадлежит следам I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения и морским террасам, развитым здесь практически повсеместно. Выделяется комплекс низких аккумулятивных морских террас высотой 4—5 м, а также абразионные и абразионно-аккумулятивные 10—12, 15—20, 40, 80—90, 110—120 и 160—170-метровые террасы.

Прекрасно видно соотношение 10—12, 15—20 и 40-метрового террасовых уровней с моренами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения: 15—20- и 40-метровые морские террасы моложе морен I фазы, но древнее морен и флювиогляциальных отложений II фазы, а 10—12-метровая терраса моложе обеих этих фаз. Исходя из подобных взаимоотношений, 15—20- и 40-метровая террасы отнесены нами к верхнеплейстоценовому межстадиалу (Q_3^3), а 10—12-метровая — к голоцену. В отложениях 40-метровой террасы обнаружен комплекс морских моллюсков, по видовому составу весьма близкий к современному (Скиба, Хорева, 1966). Л. А. Скиба указывает также, что спорово-пыльцевые спектры террасовых отложений отражают лесотундровый тип растительности, а климатические условия времени осадконакопления очень сходны с современными. Основываясь на этих материалах, Л. А. Скиба и И. М. Хорева относят отложения 40-метровой террасы (они называют ее 25—30-метровой по высоте бровки современного абразионного уступа) к началу верхнего плейстоцена и сопоставляют их с казанцевским межледниковьем Сибири, что находится в явном противоречии с данными о соотношении с моренами I фазы верхнеплейстоценового оледенения — аналога зырянского оледенения Сибири (Брайцева и др., 1968).

Спорово-пыльцевые спектры отложений 10—12-метровой террасы указывают на распространение во время ее формирования березового редколесья с подлеском из кедрового стланика или ольховника в сочетании с тундрами и болотами. Это позволило Л. А. Скиба сделать вывод о климатических условиях несколько более теплых, чем современные. Основываясь на этом, а также сопоставляя осадки 10—12-метровой морской террасы с амгуэмскими аллювиальными и морскими отложениями Чукотки, Л. А. Скиба и И. М. Хорева относят ее к каргинскому межледниковью Сибири. Подобный возраст 10—12-метровой террасы представляется нам неверным, поскольку названная терраса моложе морен и флювиогляциальных террас II фазы верхнеплейстоценового оледенения — аналога сартинского оледенения Сибири. Учитывая взаимоотношения 10—12-метровой террасы со следами II фазы оледенения и материалы спорово-пыльцевого анализа, мы относим эту террасу к климатическому оптимуму голоцена, закончившемуся на Камчатке около 6 тыс. лет назад (Брайцева, Мелекесцев, 1973).

10—12, 15—20 и 40-метровая морские террасы были использованы для расчета скорости тектонических поднятий. Принимая во внимание относительный возраст террас, предполагалось, что они образовались соответственно 7—7,5, 25 и 35—45 тыс. лет назад. По формулам (1) и (2) для всех возрастных интервалов полученная средняя скорость тектонических поднятий оказалась равной 1,1—1,2 мм/год.

По формулам (3) и (4) была рассчитана высота и всех остальных возможных террас. Результаты расчета и данные о высоте реальных террас помещены в табл. 8. Общая амплитуда тектонического поднятия района за средний плейстоцен-голоцен (315—0 тыс. лет назад) оценена примерно в 380 м.

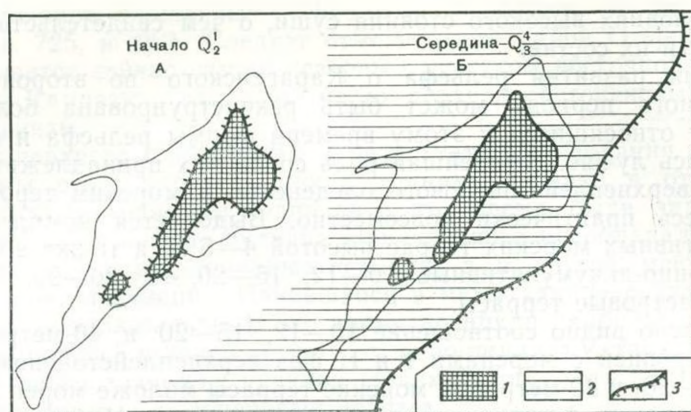


Рис. 27. Палеогеографическая схема о-ва Карагинского

А — на начало среднего плейстоцена, Б — на время II фазы верхнеплейстоценового оледенения.
1 — участки суши, 3 — положение древней береговой линии, 2 — морские террасы

В известном противоречии с полученными датировками морских террас о. Карагинского находятся данные О. М. Петрова и И. М. Хоревой (1968) об относительном возрасте отложений 100—120-метровой террасы. Эти исследователи указывают, в частности, что залегающие на ней карагинские отложения, распространенные до абсолютных отметок 100—120 м, характеризуются арктическо-бореальной фауной моллюсков и фораминифер предположительно нижнеплейстоценового возраста. По их материалам основу комплекса составляет арктическо-бореальные и бореальные виды, известные сейчас в Беринговом море, а палеобиоценозы морской фауны из этих отложений могут быть приравнены к современным биоценозам северной части Берингова и южной части Чукотского морей. Однако, на наш взгляд, подобный фаунистический комплекс, вполне вероятно, может быть характерен и для похолодания самого конца верхнеплейстоценового межледниковья, к которому нами относится рассматриваемая терраса.

Палеогеографическая схема о. Карагинского времени формирования наиболее высокой (около 340 м) террасы среднеплейстоценового межледниковья дана на рис. 27. На его месте существовали в этот период два обособленных гористых острова, поднимавшихся над уровнем моря на 400—600 м. Между ними и Камчаткой располагался широкий (70—80 км) и глубокий (до 400—450 м) пролив.

Во второй половине верхнего плейстоцена в результате совместного эффекта тектонического поднятия и эвстатического снижения уровня моря, в результате появления гигантских среднеплейстоценовых ледниковых щитов площадь и высота суши значительно увеличилась. Вполне возможно, что максимальные отметки острова достигли в это время 700—800 м. Поэтому логично предположить возникновение на острове небольшого по масштабу оледенения горно-долинного типа. Однако к настоящему времени никаких следов ледниковой деятельности среднеплейстоценового возраста на острове не обнаружено.

Верхнеплейстоценовое межледниковье явилось временем образования наиболее широко распространенных в пределах острова морских террас, имеющих сейчас высоту от 80—90 до 160—170 м. Благоприятные предпосылки для формирования этих террас возникли с выводом на дневную поверхность относительно слабо сцементированных неогеновых пород, слагающих сейчас всю западную часть острова. Именно поэтому морские террасы и пользуются здесь наибольшим развитием.

В начале второй половины верхнего плейстоцена остров поднимался над уровнем моря уже на 800—1000 м, учитывая имевшее в это время

эвстатическое снижение уровня Мирового океана в связи с возникновением верхнеплейстоценовых ледников. Суровые климатические условия и большая высота острова способствовали появлению здесь мощного горно-долинного оледенения. Уменьшение глубины пролива (или осушение его) привело к тому, что западная часть острова до высоты около 200 м была перекрыта гигантскими ледниками типа Маляспина, пришедшими с Камчатки (Брайцева и др., 1968). Эти ледники погребли уже сформированные к тому времени верхнеплейстоценовые межледниковые морские террасы, чем и объясняется весьма своеобразное строение отложений последних и наличие в них фауны, для которой свойственно сосуществование видов различной зоогеографической природы, отмеченное О. М. Петровым (Петров, Хорева, 1968). Здесь, по-видимому, была перемешана фауна из собственно террасовых отложений и фауна эпохи начала верхнеплейстоценового оледенения, принесенная ледниками из района современного пролива Литке.

Во время последующего верхнеплейстоценового межстадиала произошло образование 15—20- и 40-метровой морских террас. Очертания береговой линии приблизились к современным, хотя и несколько отличались от них.

В конце верхнего плейстоцена остров вновь подвергся оледенению. Однако масштабы оледенения были намного меньше, чем в предыдущую ледниковую эпоху. Преобладали небольшие горно-долинные и каровые ледники, наибольшая длина ледников не превышала 4—5 км. Ледники с Камчатки уже не достигали острова, хотя пролив Литке исчезал в это время. Территория современного острова представляла собой гористую сушу, поднимавшуюся над плоской равниной осушенного шельфа. Максимальная его высота над уровнем моря была не менее 1000 м, т. е. почти на 100 м больше, чем теперь.

В голоцене образовалась цокольная 10—12-метровая терраса и комплекс низких аккумулятивных морских террас высотой до 4—5 м. Первая из них, по-видимому, возникла в эпоху голоценового оптимума, 7—7,5 тыс. лет назад, когда уровень моря превышал современный примерно на 3 м, а последняя уже во второй половине голоцена, когда темп тектонических поднятий острова превысил скорость эвстатического повышения уровня моря. Инструментальных данных о скорости современных тектонических поднятий о. Карагинского нет, однако наличие понижающейся к морю «лестницы» позднеголоценовых террасовых уровней позволяет предполагать, что тенденция к его воздыманию сохраняется и в настоящее время.

На всем протяжении новейшего геоморфологического периода на острове преобладал денудационно-тектонический рельеф, аккумулятивные формы пользовались ограниченным распространением, а вулканические проявления отсутствовали.

Поднятия системы Восточного хребта

Система поднятия Восточного хребта состоит из четырех самостоятельных морфоструктур — горст-антиклиналей хребтов Кумроча, Тумрока, Валагинского и Ганальского. С хр. Кумроч тесно связано линейное поднятие, протягивающееся вдоль побережья Камчатского залива от нижнего течения р. Камчатки до р. Быстрой и названное нами хр. Прибрежным. В целом эта система приурочена к устойчивой зоне поднятий, служивших областью размыва еще в миоцене. Однако в своем современном виде она сформировалась лишь в плиоцен-четвертичное время за счет консолидации различных по геологической истории структур: 1) участков жесткого блока — структуры Центральной Камчатки (выходы метаморфид хр. Ганальского); 2) пояса кремнисто-вулканогенных толщ верхнего мела, участки которого начиная с миоцена

выступали как области сноса; 3) консолидированных и вовлеченных в поднятие участков Восточного прогиба, выполненного кластическими толщами Pg_3-N_1 ; 4) плиоценовыми и плиоцен-нижнечетвертичными прогибами, заполненными вулканогенными толщами и позднее вовлеченными в поднятие.

Участки первых трех типов представляют нормальные горст-антиклинальные структуры, созданные в результате тектонического поднятия. Участки последнего типа (хр. Тумрок, северная часть хр. Ганальского) созданы в результате совокупного действия двух последовательно проявившихся факторов: вулканической аккумуляции и тектонического поднятия. Горст-антиклинальные системы, по данным гравиметрических работ и ГСЗ, состоят из серии блоков с высокими значениями силы тяжести, связанными с повышенной мощностью базальтового слоя и поднятием меловых отложений.

Для горст-антиклинальных структур этой системы важнейшую роль играет блоковая тектоника и исключительная интенсивность движений по разломам вплоть до настоящего времени. Восстановление последовательности и характера движений по разломам позволяет достаточно уверенно реконструировать историю движений, приведших к формированию поднятых блоков хребтов.

Наиболее древний этап формирования хребтов связан с движениями по надвигам. Работами А. Е. Шанцера (1968), А. Г. Цикунова и В. П. Петрова (1972) описаны крупные надвиги в хр. Кумроч и Валагинский. Движения по ним отмечались на протяжении миоцена. Завершающие этапы движений относятся предположительно к плиоцену. Характерно, что движения по всем надвигам в системе Восточного хребта происходили в одном направлении — с востока на запад. Они составляют, таким образом, одно крыло веерной системы надвигов. Второе крыло этой системы отмечается на п-овах восточного побережья: по нему также отмечаются однонаправленные движения, но уже в другую сторону — с запада на восток. Наклон сместителя в надвигах Восточного хребта составляет $15-20^\circ$, общая амплитуда горизонтального смещения превышает 10 км.

Второй этап формирования хребтов связан с движениями по взбросам на их обрамлении (рис. 28). Взбросы имеют крутое ($50-60^\circ$) падение в сторону центральной части хребта. Поднимающийся блок представлял, таким образом, клин, выжимаемый по разломам. Горизонтальных движений по взбросам не отмечается. В зоне сместителя развиты катаклазиты и милониты, мощность которых составляет 0,5—1,5 м. Взбросы секут зоны надвигов, что указывает на их более молодой возраст. Предположительно они датируются верхним плиоценом — нижним плейстоценом.

Наконец, наиболее молодыми разломами в пределах хребтов являются сбросы. Они развиты на обрамлении хребтов, так же как и взбросы. Однако сместители их имеют падение по направлению от хребта к смежным с ним системам грабен-синклинальных структур. Угол падения колеблется от 60 до 90° . По сбросам происходит опускание блоков смежных с хребтами структур. Однако отмечается, что граница хребтов проходит не по единому протяженному сбросу, как это предполагалось А. Е. Святловским (1967). Детальное дешифрирование показывает, что граница эта имеет в плане ступенчатый характер и образована большим количеством сравнительно коротких (10—15 км) сбросов, продолжающихся в пределах хребта. Движения по каждому из них имеют шарнирный характер. В результате один из концов смещающегося блока опускается, а другой — поднимается. Точке перехода такого сброса с линии границы горст-антиклиналь-грабен-синклиналь во внутреннюю часть хребта соответствует изменение знака движений. Системы сбросов отчетливо пересекают зоны взбросов краевой зоны

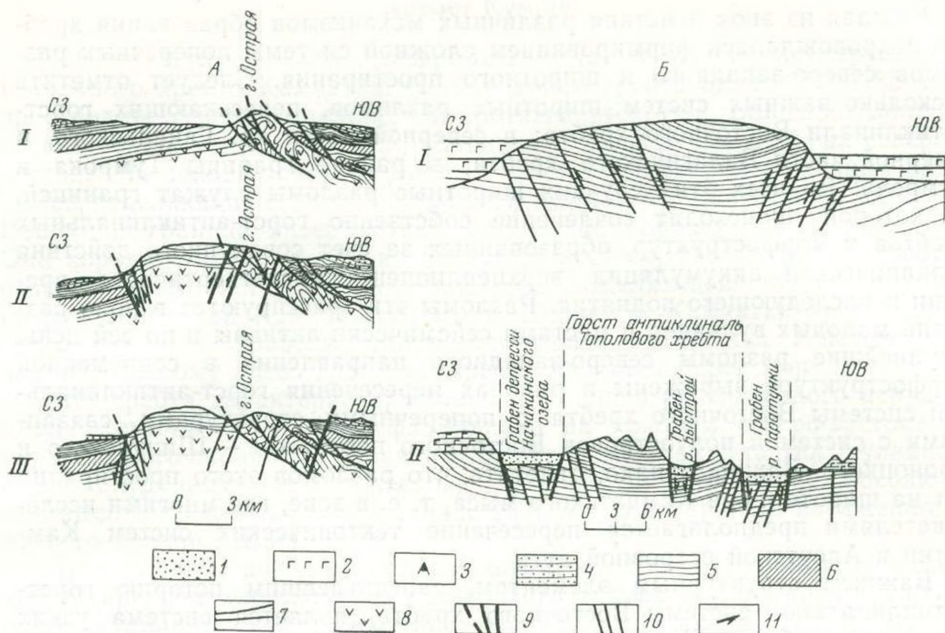


Рис. 28. Схема образования горст-антиклинальных поднятий

А — хребта Кумроч (по А. Е. Шанцеру, В. И. Тихонову, 1967, с добавлениями Э. Н. Эрлиха); Б — Тополового хребта. Для Кумроча схема I соответствует олигоценному времени, схема II — плиоцену, схема III — четвертичному времени. Для Тополового хребта схема I соответствует верхнему плиоцену, схема II — четвертичному времени. 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — молодые (Q_3-4) базальтовые вулканы; 3 — покровы вулканических пород верхнеплиоценового (возможно частично — нижнечетвертичного) времени; 4–8 — различные по литологии комплексы; 9 — разломы, активные на данной стадии развития хребта; 10 — разломы предшествовавших фаз развития хребта, движения по которым в последующем прекратились; 11 — направление вертикальных смещений по разломам

хребта. Соответственно предполагается заложение их в более позднее время, возможно, как следствие релаксации напряжений, возникших при клиновом вытеснении блоков хребтов по системе взбросов. Предполагается, что заложение сбросов произошло в среднем плейстоцене. Возраст наиболее молодых движений по ним различен на отдельных участках. Так, сбросы западного обрамления Кумроча срезают все террасы речных долин вплоть до пойменных. На других участках отмечается срезание только моренных отложений верхнеплейстоценового оледенения.

Таким образом, за геологически короткий отрезок времени отмечается последовательная смена трех различных механизмов образования хребтов: за счет надвижения блоков, за счет клинового выжимания и, наконец, за счет движений по системам шарнирных сбросов.

Характерная черта движений последнего этапа — их асимметрия. В то время как движения по разломам западного ограничения хребтов интенсивно продолжались в верхнем плейстоцене, а местами и в голоцене, разломы вдоль их восточной границы залиты лавами нижнечетвертичных платоэффузивов (например, у вулкана Унана) или перекрыты покровами кислой пирокластики, сформировавшимися в среднем плейстоцене (район оз. Кроноцкого).

В результате интенсивных движений по разломам вдоль западной границы хребтов, параллельно Центрально-Камчатской депрессии, образовалась интенсивно дробленная зона, так называемый передовой фас, движения вдоль которого в новейшее время наиболее интенсивны.

Каждая из эпох действия различных механизмов образования хребтов сопровождалась формированием сложной системы поперечных разломов северо-западного и широтного простирания. Следует отметить несколько важных систем широтных разломов, пересекающих горст-антиклинали Восточного хребта: в северной части хр. Ганальского, в северной части Валагинского хребта, в районе границы Тумрока и Кумроча. Во всех этих случаях широтные разломы служат границей, по которой происходит сочленение собственно горст-антиклинальных хребтов и морфоструктур, образованных за счет совокупного действия вулканической аккумуляции верхнеплиоцен-нижнечетвертичного времени и последующего поднятия. Разломы эти трассируются в поле развития молодых вулканов и местами сейсмически активны и по сей день. Крупнейшие разломы северо-западного направления в современной морфоструктуре выражены в районах пересечения горст-антиклинальной системы Восточного хребта с поперечными структурами, связанными с системой полуостровов Восточного побережья — Шипунского и Кроноцкого. Важно, однако, отметить, что разломы этого простирания нет на широте п-ова Камчатского мыса, т. е. в зоне, где многими исследователями предполагается пересечение тектонических систем Камчатки и Алеутской островной дуги.

Важным структурным элементом, запечатлевшим историю горст-антиклинальной системы Восточного хребта, является система узких линейных грабенов. Ширина этих структур 5—10, длина до 35—40 км. В современном рельефе они используются долинами крупных рек — Щапиной, Ковычи, Авачи. Дно грабенов плоское, заполнено флювиогляциальными, ледниковыми и аллювиальными отложениями. Мощности рыхлых четвертичных отложений неизвестна — предполагается (по аналогии с грабеном р. Паратунки), что она составляет 150—200 м. Дно грабенов располагается на высоте 100—300 м. С бортов они ограничены системами крупноамплитудных сбросов. По разнице в абсолютных отметках выходов дислоцированных отложений в грабенах и хребтах суммарная амплитуда движений по сбросам обрамления определяется в 1000—1500 м.

Можно различить две группы грабенов, различных по положению в пределах поднятых блоков: 1) грабены в осевой части на крыльях поднятых блоков (грабены рек Левая, Правая и Средняя Авача); 2) грабены на границе двух линейных поднятых блоков (грабены рек Ковыча, Щапина). В первом случае грабены образуются в результате растяжения свода структуры. Во втором случае этот механизм не применим — грабены практически имеют сквозной характер, пересекают весь хребет, и концы их смыкаются со смежными с хребтами грабен-синклиналями.

Объяснить возникновение таких структур можно только с учетом продольного растяжения системы блоков, образующих горст-антиклинали Восточного хребта. Действительно, оба таких грабена образуются на границе сигмоидальных блоков отдельных хребтов: Ганальского и Валагинского (грабен р. Ковыча), Валагинского и Тумрока (грабен р. Щапиной). По границе Ганальского и Срединного хребтов проходит такой же по природе грабен верховий рек Камчатки и Быстрой. Сама по себе правильная сигмоидальная форма хребтов, разделенных грабенами, полностью соответствует картине, образующейся при разрыве балки под действием продольного растяжения. На концах этой системы сигмоидальных хребтов отмечаются крупные разломы северо-восточного (45°) простирания — косо секущие общее простирание орографических элементов морфоструктур. Отмечается горизонтальное смещение в плане краев грабенов на участках пересечения их этой системой разломов: в качестве примеров можно указать на грабен р. Щапиной и верховий р. Быстрой.

Хребет Кумроч

Хребет Кумроч — это северо-восточная часть морфоструктуры Восточного хребта Камчатки. Общая длина хребта около 180—185 км, простираение северо-восточное. Он протягивается от р. Большой Хапицы на юго-западе до р. Ольховой, впадающей в залив Озерной, на северо-востоке. На западе хребет ограничен зоной прекрасно выраженных разломов, отделяющих его от Центральной Камчатской депрессии (рис. 29). Восточная граница менее четкая и не везде хорошо прослеживается. Она хорошо выражена только на северо-востоке, где подножье хребта резко поднимается над дном впадины, отделяющей его от горных сооружений п-ова Камчатского мыса. Южнее р. Камчатки хр. Кумроч тесно связан с хребтом, тянущимся вдоль побережья Камчатского залива. Поэтому здесь границей хребта является берег моря.

Для хребта характерно преобладание сильно расчлененного денудационно-тектонического рельефа. Однако на крайнем северо-востоке и в районе юго-западного окончания хребта имеются участки вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Максимальная абсолютная высота хребта достигает сейчас 2346 м — это вершина насаженного на него вулкана Шиш.

Древнейшими породами, слагающими хр. Кумроч, являются отложения предположительно верхнемелового возраста. Они представлены здесь вулканогенными, кремнисто-вулканогенными и терригенными толщами. В комплекс складчатого основания входят также и более молодые палеоген-миоценовые отложения, отличающиеся большой мощностью. К образованиям новейшего периода относятся преимущественно вулканогенные породы верхнеплиоцен-четвертичного возраста, ледниковые и флювиогляциальные отложения I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения и осадки морских террас.

Прямых сведений об условиях формирования рельефа хр. Кумроч в начале новейшего геоморфологического периода не имеется. Отсутствие в его пределах осадочных верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложений свидетельствует о том, что он был в это время положительной формой рельефа, подвергавшейся размыву. Вполне вероятно также, что он представлял собой, как и теперь, достаточно высокое горное сооружение. Во всяком случае в предположительно коррелятных этому этапу отложениях, которые вскрываются в цоколях высоких морских террас побережья Камчатского залива, имеется большое количество грубообломочного материала. По данным С. И. Федоренко (1965) и О. А. Брайцевой (Брайцева и др., 1968), в крутосклонных впадинах и ложбинах, врезанных в отложения тюшевской серии, залегают бурые конгломераты и перекрывающая их толща «синих глин», в составе которой преобладают суглинки, супеси и глины с прослоями песков и гравийников. О. А. Брайцева считает их прибрежно-морскими и лагунными образованиями, ссылаясь на находку в толще «синих глин» раковин пеллеципод. По своему облику и положению в разрезе эти отложения прекрасно сопоставляются с аналогичными толщами низов ольховской свиты соседнего района п-ова Камчатского мыса.

Самый конец верхнего плиоцена — первая половина плейстоцена — время достаточно интенсивной вулканической деятельности эффузивного типа. В начальные моменты вулканической активности имел место мощный ареальный вулканизм, проявившийся в районе западного склона хребта, близ его северо-восточного окончания и в бассейне р. Бекеш, южнее долины р. Камчатки у Больших Щек. Как и везде на Камчатке, в это время преобладали излияния базальтовых лав. Следы вулканической деятельности на северо-востоке хребта являются фрагменты обширного лавового плато, расположенные в бассейне левых притоков р. Маимля к северу от г. Скалистой. К югу от Больших Щек

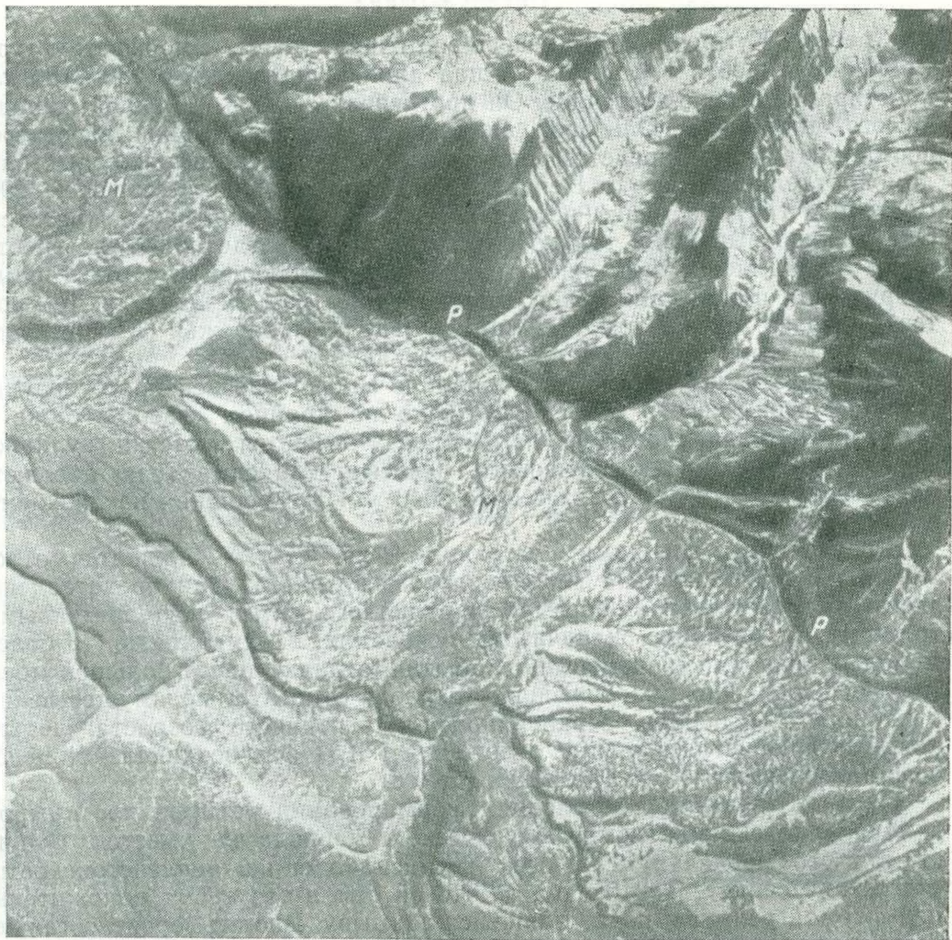


Рис. 29. Современный разлом (Р) вдоль западного подножья хребта Кумроч. Разломом разорваны морены (М) II фазы верхнеплейстоценового оледенения

сформированные лавовые равнины были деформированы последующими тектоническими движениями, в результате чего на правобережье нижнего течения р. Большой Хапицы (восточная окраина Центрально-Камчатской депрессии) высота кровли лавовой толщи не превышает сейчас 150—200 м, а в пределах западного склона хребта Кумроч достигает 1000—1100 м. Амплитуда относительного перемещения лав плато составляет, таким образом, около 800—900 м. В заключительные фазы вулканической деятельности произошло формирование вулканических построек центрального типа. Самой крупной из них является вулкан Шиш, расположенный близ осевой части хребта у его юго-западного окончания. На северо-востоке возникло большое количество мелких и средних, существенно лавовых стратовулканов (г. Уколка, выс. 1209 и др.).

Вторая половина верхнего плейстоцена и голоцен характеризуются быстрым воздыманием хр. Кумроч и связанного с ним безымянного хребта к югу от Малых Щек. Различные участки этих горных сооружений поднимались с неодинаковой скоростью. Представление о дифференцированности тектонических поднятий хребтов основано на анализе изменения высот имеющихся на их склонах морских террас. Было установлено, что наибольшими скоростями поднятий обладал участок

Абсолютные высоты морских террас восточного подножья северной части хр. Кумроч

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы										Высота реальных террас, м			
		Возраст моментов террасообразования, тыс. (—) лет	Уровень моря по отношению к современному, м	Средняя скорость тектонического поднятия, мм/год				Рассчитанная высота, м							
				1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Голоцен	Q ₄	2 — 2,5	—2 — 2,5	1,1 — 1,2	1,3	2	2,3	0,4	0,8	2,5	3,2	0,5	—	2 — 2,5	3 — 3,5
		4 — 4,5	—4 — 4,5					0,7	1,4	4,5	5,2	1,0	—	4 — 5	5
		6 — 6,5	0					7,2	8,1	14,5	15,4	7 — 8	8 — 10	14 — 15	15 — 17
		7 — 7,5	3 — 3,5					11,5	12,8	18	20	11 — 12	—	18 — 20	20 — 25
		8,5	—20 — 30					—15	—14	—8	—5	—	—	—	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70 — 80	1,1 — 1,2	1,3	2	2,3	—62	—61	—53	—50	—	—	—	—
		12,2	—80 — 90					—71	—69	—61	—57	—	—	—	—
		15	—90 — 110					—83	—82	—70	—65	—	—	—	—
	Q ₃ ³	25	—10 — 15					16	20	38	45	15	18 — 20	35 — 40	40 — 45
		35	0					40	46	70	80	40	45 — 50	70 — 80	80 — 90
		45	—10 — 15					39	46	78	91	—	—	—	—
	Q ₃ ²	55 — 59	—50 — 60					11	19	59	76	—	—	—	—
		63 — 65	—100 — 120					—36	—27	18	27	—	—	—	—
	Q ₃ ¹	75 — 80	0					91	102	155	178	80 — 90	100	—	170 — 180
		105	5					121	136	210	242	110 — 120	—	—	—
		120 — 130	10 — 15					156	175	262	300	160	170 — 180	260	280 — 300
	Средний плейстоцен	Q ₂ ²	165					0	190	214	330	380	—	200 — 220	—
175			0	201	228	350	402	—	—	—	—				
190			0	218	247	380	437	—	—	—	—				
220			0	253	286	440	606	—	280 — 300	—	—				
260 — 270			0	305	344	530	616	—	—	—	—				
Q ₂ ¹		290 — 300	0	340	384	590	658	340	380 — 400	—	—				

Примечание. Графы 1—приведены данные по району устья р. Озерной; 2—району м. Тупого; 3—району оз. Столбовского; 4—району Больших Щек.

Абсолютные высоты морских террас юго-западного побережья Камчатского залива

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы						Высота реальных террас	
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет.	Уровень моря по отношению к современному, м	Средняя скорость тект. поднятия, мм/год		Рассчитанная высота террас, м			
				1	2	1	2	1	2
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	1,0	1,1	0	0,2	—	—
		4—4,5	—4—4,5			0	0,4	—	—
		6—6,5	0			6,2	6,8	6—7	6—7
		7—7,5	3—3,5			10	11	10—12	10—12
		8,5	—20—30			—16,5	—16	—	—
		9,8	—40—50			—35	—34	—	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80	1,0	1,1	—64	—63	—	—
		12,2	—80—90			—72	—73	—	—
		15	—90—110			—85	—83	—	—
	Q ₃ ³	25	—10—15			12,5	15	—	—
		35	~0			35	38,5	35—	35—
		45	—11—15			32,5	37	40	40
	Q ₃ ²	55—59	—50—60			0	8	—	—
		63—65	—100—120			—45	—40	—	—
	Q ₃ ¹	75—80	5			80	88	—	80
		105	~0			105	116	100—110	110—120
		120—130	10—15			138	150	—	140—150
	Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165			0	165	182	—
175			0	175	192	—	—		
190			0	190	209	—	—		
Q ₂ ¹		220	0	220	242	200—220	—		
		260—270	0	265	232	240—260	—		
		290—300	0	295	325	300	320—340		

Примечание. Графы: 1 — приведены данные по междугорью рек Быстрой и Шестой; 2 — по участку от р. Сторож до р. Второй.

безымянного хребта непосредственно к югу от р. Камчатки в районе Малых Щек (3,7 мм/год); южнее средняя скорость тектонических поднятий постепенно убывает, достигая минимальных значений (около 1 мм/год) на левобережье р. Быстрой. В пределах самого хребта Кумроч максимальные скорости поднятий отмечены для района Больших Щек (2,3 мм/год); по направлению к юго-западу и северо-востоку эти скорости постепенно уменьшаются: в районе мыса Тупого до 1,3 мм/год и в районе вулкана Шиш до 1,5—1,6 мм/год.

Соответственно максимальная амплитуда тектонического поднятия безымянного хребта в районе Малых Щек составила за вторую половину четвертичного периода около 1150—1200 м, а минимальная — около 300 м. Для северо-восточной, центральной и юго-западной частей хр. Кумроч амплитуда поднятий составляла около 410, 725 и 490 м.

Абсолютные высоты террас северо-западного побережья
Камчатского залива (район Малых Щек)

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				
		Возраст моментов террасообразова- ния, тыс. лет	Уровень моря по отношению к сов- ременному, м	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	3,7	6,1	5—6
		4—4,5	—4—4,5		12	10—12
		6—6,5	0		23	20—
		7—7,5	3—3,5		30	30
		8,5	—20—30		6,5	—
		9,8	—40—50		—9	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80		—34	—
		12,2	—80—90		—40	—
		15	—90—110		—45	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		80	80
		35	0		130	—
		45	—10—15		154	150—160
	Q ₃ ²	55—59	—50—60		157	—
		63—65	—100—120		137	—
	Q ₃ ¹	75—80	5		285	230—300
		105	0		390	380—400
		120—130	10—15		475	—
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		620	—
		175	0		650	—
		190	0		705	—
	Q ₂ ¹	220	0		815	—
		230—270	0		930	—
		290—300	0		1030	—

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических движений; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

Таким образом, можно предполагать, что хр. Кумроч испытал сводобразное поднятие, причем вершина свода располагается в районе Больших Щек — месте пересечения хр. Кумроч р. Камчаткой. На участке наибольшего поднятия свод был разбит сеткой разломов ЗСЗ (аз. 300°) и ВСВ (аз. 60—70°) простирания, что и определило современную ориентировку отрезков долины р. Камчатки в районе Больших Щек.

Вполне вероятно также, что крупный разлом с уменьшающейся в юго-западном направлении амплитудой разделяет хр. Кумроч и безымянный прибрежный хребет к востоку от него. Наличие разлома объясняется разницей в скоростях поднятий обоих этих горных сооружений. Эта разница наибольшая на севере (район оз. Ажабачьего) и минимальная на юге (в бассейне р. Быстрой). В этом же направлении убывает и амплитуда разлома и степень его выраженности в рельефе.

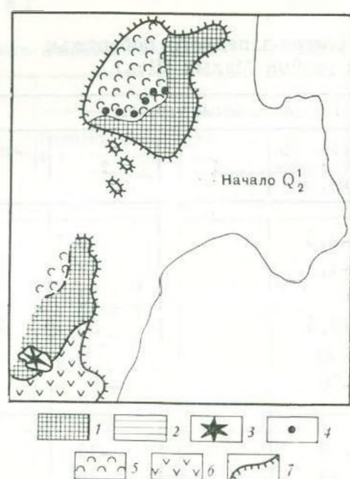


Рис. 30. Палеогеографическая схема хребта Кумроч на начало среднего плейстоцена

1 — денудационно-тектонические горы; 2 — морские террасы; 3, 4 — вулканы: 3 — действующие, 4 — потухшие; 5 — лавовые покровы; 6 — участки вулканического рельефа; 7 — положение древней береговой линии

При расчете средней скорости тектонических поднятий в качестве маркирующих террасовых уровней были выбраны верхнеплейстоценовые межстадиальные морские террасы, имеющиеся практически на всех участках и хорошо распознающиеся как при полевых исследованиях, так и при дешифрировании аэрофотоснимков (табл. 9, 10, 11).

На палеогеографической схеме хр. Кумроч начала среднего плейстоцена (рис. 30), построенной с учетом рассчитанных амплитуд поднятий, видно, что в отличие от современной эпохи хребет не являлся единым горным сооружением, а состоял из двух обособленных участков, разделенных широким проливом в районе Больших Щек. Северо-восточный участок характеризовался преобладанием вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа, максимальные отметки достигали здесь 700—800 м. В пределах юго-западного участка доминировал денудационно-тектонический рельеф на породах складчатого фундамента с высотами до 1200—1300 м. Вполне вероятно, что к этому времени относится также начало формирования вулкана Шиш, насаженного на породы складчатого основания. Весь прибрежный хребет находился в начале среднего плейстоцена ниже уровня моря.

В эпохи низкого стояния уровня моря во второй половине среднего плейстоцена хребет представлял собой уже целостное горное сооружение. Максимальная высота его над уровнем моря составляла в конце среднего плейстоцена на северо-востоке 1200—1250 м, а на юго-западе, с учетом насаженного на хребет вулкана Шиш, превышала 2000 м. Таким образом, очень вероятно, что в пределах наиболее приподнятых участков хребта существовали ледники.

Во второй половине верхнего плейстоцена хребет вновь подвергся оледенению. Насколько можно судить по сохранившимся скульптурным и аккумулятивным формам I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения, размеры и количество ледников первой фазы было значительно больше, чем второй. В I фазе преобладали крупные ледники типа Маляспина, расширенные концы которых располагались в пределах Центрально-Камчатской депрессии, с одной стороны, и в пределах современного шельфа — с другой. Следует отметить, что подобные ледники существовали лишь в районе наиболее высоких участков хребта, вблизи его северо-восточной и юго-западной оконечностей. В пределах наименее высокой части хребта в районе Малых Щек масштаб оледенения был незначительным. Во II фазу горно-долинные ледники с расширенным концом существовали только в районе вулкана Шиш; в остальных местах были обычные горно-долинные ледники. Централь-

ная часть хребта в районе Малых Щек также почти не подвергалась оледенению.

Прибрежный хребет превратился в горное сооружение лишь в самом конце четвертичного периода, поскольку первая суша появилась здесь в среднем плейстоцене — первой половине верхнего плейстоцена. Он частично покрывался ледниками, начинавшимися на восточном склоне хр. Кумроч, но собственных центров оледенения никогда не имел.

Валагинский хребет

Горстовое поднятие Валагинского хребта имеет длину около 150 км и ширину от 20 до 50 км. Для него характерно общее северо-восточное простираие. На северо-востоке он смыкается с хр. Тумрок, на юго-западе — с хр. Ганальским. На западе хребет резко поднимается над Центральной Камчатской депрессией, отделяясь от нее серией прекрасно выраженных активных разломов северо-восточного простираия (рис. 31). На востоке хребет сопрягается с грабен-синклиналью Восточной Камчатки.

Для хребта в целом свойствен сильно расчлененный денудационно-тектонический рельеф с абсолютными отметками в среднем 1200—1500 м (рис. 32). Однако в связи с наличием насаженных вулканических построек прослеживаются и отдельные участки вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа.

Слагающие хребет дислоцированные породы имеют возраст от верхнего мела до неогена. По данным А. Е. Шанцера, блок Валагинского хребта был поднят в плиоцене над Центрально-Камчатской депрессией и смежными с востока структурами по четким линейным разломам типа взбросов северо-восточного простираия. Движения взбросового характера были, по-видимому, в какой-то степени унаследованными от мощных надвиговых дислокаций среднемиоценового возраста. В районе западного обрамления горста движения по разломам имели большую амплитуду, чем на востоке. Тем самым происходил некоторый структурный перекося, что привело в итоге к образованию структуры типа одностороннего горста.

Отсутствие в пределах хребта верхнеплиоцен-нижнечетвертичных осадочных отложений показывает, что на протяжении этого этапа он существовал как относительно устойчивая жесткая глыба. В его пределах происходил интенсивный размыв и нивелировка рельефа. Однако абсолютные отметки хребта были немного ниже, чем теперь. Возможно, в частности, предполагать, основываясь на оценке амплитуды поднятия хребта за вторую половину четвертичного периода, что его максимальные отметки достигали в конце верхнеплиоцен-нижнечетвертичного этапа всего 900—1000 м (теперь 1869 м); в целом же высота хребта не превышала 400—600 м. В пределах отдельных участков хребта, главным образом в южной части, имели место вулканические проявления, но в основном господствовал относительно выровненный денудационно-тектонический рельеф.

Интенсивный рост высоты хребта начался в среднем плейстоцене и продолжался в начале всей второй половины четвертичного периода. В отличие от предыдущего этапа движения в зоне разрывов северо-восточного простираия носили резко выраженный сбросовый характер. Наибольшая относительная скорость поднятия и наиболее интенсивные движения по разломам наблюдались вдоль его западного обрамления на границе с Центрально-Камчатской депрессией, поскольку поднятие хребта сопровождалось опусканием дна депрессии.

Точных данных о скоростях тектонического поднятия хребта не имеется, но некоторое представление о них можно получить, основываясь на общем характере рельефа и на данных о высоте цокольных



Рис. 31. Характер сочленения Валагинского хребта и Центральной Камчатской депрессии

флювиогляциальных террас I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Измеренная высота последних в долине р. Ковычи, у западного подножья хребта равна 70—75 и 28—30 м. Предполагая скорость поднятий постоянной и датируя время образования террас концом I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения, можно ориентировочно оценить эту скорость не менее чем в 2—2,5 мм/год. Это хорошо согласуется и с тем, что по главным особенностям строения рельефа западный склон Валагинского хребта очень близок к центральной части хр. Кумроча в районе Больших Щек, для которой вычисленная скорость тектонических поднятий равна 2,3—2,4 мм/год. Если допустить по аналогии с рассмотренными выше участками, что скорость тектонических движений постоянна, то величина поднятия западного склона Валагинского хребта за вторую половину четвертичного периода может быть оценена в 700—800 м.

Частично бронированный плиоцен-четвертичными эффузивами восточный склон хребта более всего похож на аналогично построенные горные сооружения на побережье Камчатского залива и на севере Срединного хребта Камчатки, поднимающиеся со средней скоростью около 1—1,2 мм/год. Основываясь на этом, можно определить высоту поднятия восточного склона хребта и прилегающих участков грабен-синклинали Восточной Камчатки в 300—400 м.

В эпоху среднеплейстоценового оледенения общая высота хребта, по-видимому, была еще недостаточной для возникновения крупных ледников. Возможно, правда, что в это время небольшие горно-долинные и каровые ледники все же существовали в пределах наиболее высоко приподнятых участков. Следы ледниковой деятельности среднеплейстоценового возраста на территории хребта не сохранились.

В I фазу верхнеплейстоценового оледенения Валагинский хребет характеризовался довольно мощным горно-долинным оледенением

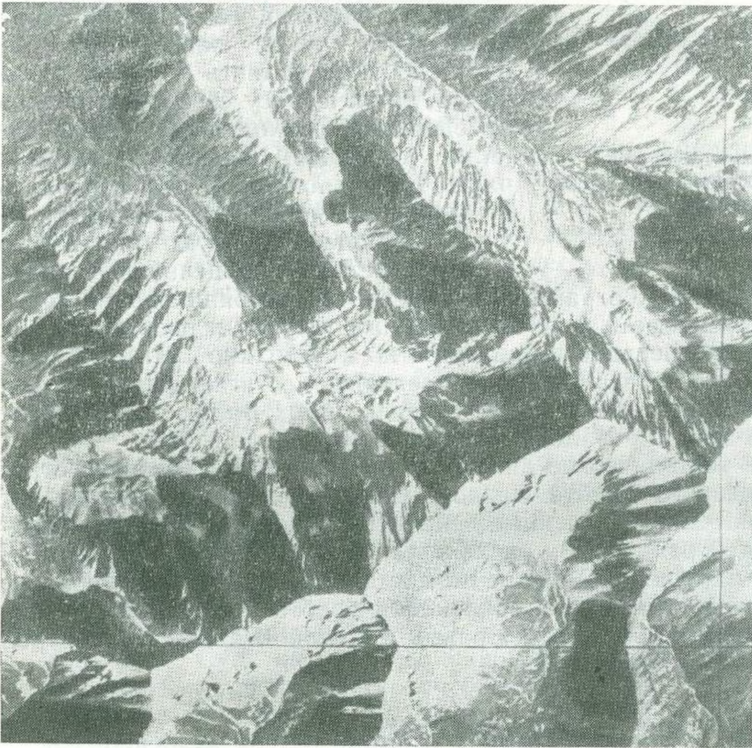


Рис. 32. Резко расчлененный денудационно-тектонический рельеф Валагинского хребта
Верхний снимок — на участках, не подвергавшихся воздействию ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения, нижний снимок — на участках, испытавших воздействие горно-долинного оледенения I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения

(рис. 33). Наиболее крупные ледники заходили в пределы Центрально-Камчатской депрессии. Ледники, в частности, полностью заполняли грабен Левой и Правой Шапины. Обширный ледниковый покров, образованный концевыми расширенными частями ледников западного склона хребта, существовал по периферии депрессии на участке от р. Ковычи до р. Китильгиной. Ширина пояса ледников колебалась от 3 до 10 км.

Во II фазу масштаб оледенения был значительно меньше. Преобладали относительно небольшие горно-долинные и каровые ледники. Большинство ледников оканчивалось в пределах самого хребта и в Центрально-Камчатскую депрессию не заходило. Ледники типа Маляспина наблюдались лишь в пределах грабенов Левой и Правой Шапиной.

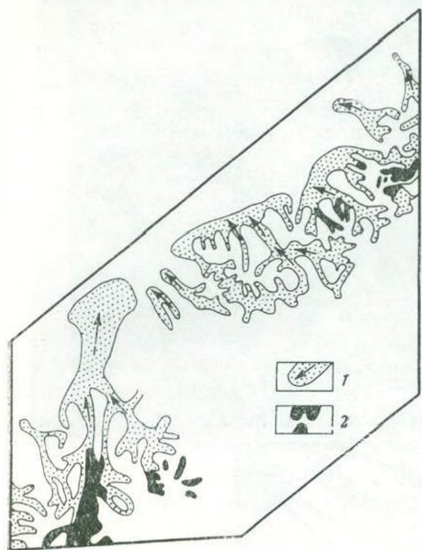


Рис. 33. Соотношение ледников I и II фаз верхнелейстоценового оледенения в Валагинском хребте

1 — ледники I фазы, 2 — ледники II фазы

Интенсивное тектоническое поднятие западного борта Валагинского хребта привело к тому, что он стал выше основного водораздела. Различие в скоростях поднятия этих участков хорошо видно и по степени сохранности троговых долин верхнелейстоценовых ледников. В приводораздельной части троговые долины изменены сравнительно мало, тогда как в пределах западного блока на месте трогов сформировались узкие каньонообразные antecedentные долины. Видимо, в это же время по сбросу северо-восточного простирания, проходящему вдоль долины р. Правой Шапиной, северная часть Валагинского хребта распалась на две односторонние горстовые структуры: наиболее поднятую — восточную и относительно опущенную — западную.

Разломы западного ограничения горста и в настоящее время хорошо выражены в рельефе в виде протяженных уступов и рвов в рыхлых отложениях. Об интенсивности движений по ним можно судить по смещению морен верхнечетвертичного оледенения, достигающему местами 100—150 м. Таким образом, к концу голоцена блок Валагинского хребта окончательно сформировался в виде одностороннего горста.

Интенсивные тектонические движения по разломам западного ограничения Валагинского хребта продолжают и в настоящее время. На это указывают многочисленные сейсмотектонические обвалы в пределах западного борта хребта, очень свежие, в том числе и современные, разрывные нарушения, рвущие позднеголоценовые речные террасы, а также приуроченность к зоне сочленения хребта с Центрально-Камчатской депрессией и грабенами Правой и Левой Шапины эпицентров мелкофокусных землетрясений.

Ганальский хребет (южная часть)

Сложенный метаморфическими и интенсивно дислоцированными толщами мел-палеогенового возраста, горст южной части Ганальского хребта является наиболее высоким образованием такого рода на Камчатке. Его абсолютная высота достигает сейчас 2083 м. Длина хребта около 60 км, а ширина колеблется от 10 до 30 км. На западе хребет граничит с южной частью Центрально-Камчатской депрессии, отделяясь от нее системой субмеридиональных разломов. На севере и востоке

границы менее четкие. Здесь он смыкается с участками вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа северной части Ганальского хребта и бассейна правых притоков р. Авачи. На юге хребет доходит до широтного отрезка долины р. Плотниковой, отделяющей его от Южно-Быстринского хребта.

Как самостоятельная морфоструктура рассматриваемая часть Ганальского хребта обособилась очень недавно. Еще в начале новейшего геоморфологического этапа хребет составлял единое целое с Малкинским сводом, образуя вместе с ним крупный горный массив меридионального простираения. Обособление хребта произошло, по-видимому, в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене при заложении грабена южной части Центрально-Камчатской депрессии. В результате проявления горизонтальных движений он был, вероятно, несколько перемещен в восточном направлении.

Во второй половине четвертичного периода горст Ганальского хребта был участком ярко выраженного поднятия. Наиболее контрастно тектонические движения проявились в зоне западного ограничения хребта, где наблюдаются прекрасно выраженные в рельефе разломы. Судя по соотношению с ними верхнеплейстоценовых морен и флювиогляциальных равнин, подвижки по разломам продолжались еще в голоцене. В районе восточного ограничения хребта подобные молодые нарушения отсутствуют. Это указывает на то, что восточный борт хребта и участки примыкающего к нему вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа поднимались начиная со среднего плейстоцена примерно с одной скоростью.

Определить скорость и амплитуду тектонического поднятия в течение второй половины четвертичного периода уверенно нельзя. В какой-то мере ее можно оценить, лишь основываясь на высоте имеющихся здесь флювиогляциальных цокольных террас I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. В долине р. Правой Авачи измеренная высота террас составляет 65 и 26 м. Исходя из этого предполагается, что средняя скорость тектонического поднятия здесь не менее 1,5—2 мм/год, а общая амплитуда поднятия 600—700 м. Вполне вероятно, что в районе западного борта она может быть и несколько больше.

Основываясь на подобных прикидках, возможно предположить, что перед началом эпохи поднятий хребет был уже достаточно высоким горным сооружением, абсолютные отметки которого достигали 1300—1400 м. Во второй же половине среднего плейстоцена высота хребта была еще больше — до 1600—1700 м. Поэтому наиболее вероятно, что южная часть хр. Ганальского была крупным центром среднеплейстоценового оледенения. В связи с тем что здесь было развито также очень мощное верхнеплейстоценовое оледенение, следы деятельности и отложения среднеплейстоценовых ледников не сохранились.

Верхнеплейстоценовая ледниковая эпоха характеризуется развитием мощных и протяженных ледников. Особенно велики были масштабы I фазы оледенения, когда ледники с хр. Ганальского и Малкинского свода целиком заполняли всю южную часть Центрально-Камчатской депрессии. Судя по ярко выраженным следам ледниковой экзарации, мощность ледников достигала 600—700 м. Во II фазу оледенения преобладали крупные горно-долинные ледники и ледники типа Маляспина, расширенные концы которых располагались у западного подножия хребта в пределах Центральной Камчатской депрессии. Мощность ледников не превышала 300—400 м. Отчетливая тенденция к поднятию хребта сохраняется и в настоящее время. Особенно хорошо это видно в районе его западного подножия, где имеются разрывные нарушения, смещающие морены и флювиогляциальные равнины II фазы оледенения. На поднятие указывают также и цокольные послеледниковые террасы в долинах рек и ручьев, прорезающих хребет.

Малкинский свод, составляющий южную часть Срединного хребта, на западе ограничен Центрально-Камчатской депрессией, а на юге и западе равниной Западной Камчатки. На севере и северо-западе свод по системе разломов северо-западного и широтного простираения граничит с Козыревско-Быстринским сводом и четвертичной вулканической зоной северной части Срединного хребта (рис. 34—35). Морфологически он выражен в виде меридионального хребта длиной около 30 км и шириной 100 км. Максимальные абсолютные отметки его превышают 2000 м. Относительная высота над прилегающими участками равнины Западной Камчатки — от 300—400 м на самом юге, до 850—900 м на широте пос. Малки, более 1700 м на широте водораздела рек Камчатки и Быстрой и около 1650 м в северной части. Относительная высота над Центральной Камчатской депрессией равна для этих же мест 500—600, 900, 1550 и 1650 м.

Хребет сложен метаморфическими комплексами, к которым с востока примыкает полоса мел-палеогеновых пород. Датировка метаморфид колеблется, по данным разных авторов, от докембрия до верхнего мела. Однако полученные в последние годы материалы, в том числе определения возраста пород, находки палеозойской пыли и спор, непрерывное прослеживание слоя, соответствующего метаморфидам, под кремнисто-вулканогенными толщами (по данным ГСЗ, они соответствуют выходам на дневную поверхность так называемого гранитного слоя), по-видимому, указывают на древний (палеозой-мезозойский) возраст пород метаморфического комплекса. В настоящее время метаморфиды и примыкающие к ним мел-палеогеновые породы консолидированы в пределах единой структуры горст-антиклинального поднятия.

Гравиметрические данные показывают, что под покровом третичных толщ вдоль западной границы свода существует система разломов, по которой он граничит с Западно-Камчатским прогибом. Однако эти разломы не выражены на поверхности и не затрагивают распространенные в предгорьях кавранские отложения. Известны факты захождения осадочных миоцен-плиоценовых осадочных отложений на восток, в глубь хребта по долинам крупных рек.

Все это с несомненностью свидетельствует о том, что начиная с миоцена и хребет, и примыкающая к нему часть Западно-Камчатской равнины проявляли себя в эпохи поднятий и опусканий как единое целое.

Наоборот, с восточной стороны крупные подвижки по разломам происходили и в четвертичном периоде вплоть до голоцена. Этап активизации тектонических движений вдоль восточного подножья хребта начался, по-видимому, в конце верхнего плиоцена — начале плейстоцена, когда стал формироваться грабен южной части Центрально-Камчатской депрессии. Возникновение депрессии сопровождалось растяжением и растрескиванием земной коры, свидетельством чего являются ареальные базальтовые излияния в районе современного водораздела рек Камчатки и Быстрой и на юге депрессии (левобережье р. Плотниковой и др.). Зона растяжения продолжалась и далее к юго-западу, за пределы морфологически выраженной части Центрально-Камчатской депрессии, где она трассируется насаженными на одну линию юго-западного простираения базальтовыми щитообразными вулканами Большим и Малым Ипелька и Апачинскими горячими источниками.

Растяжение и растрескивание земной коры происходило, вероятно, и в районе западного подножья хребта в зоне его сопряжения с Западно-Камчатской равниной, так как здесь тоже локально распространены фрагменты базальтовых лавовых плато и небольшие базальтовые вулканы центрального типа. Преимущественное развитие сильно разрушенных вулканических образований, предположительно верхнеплио-

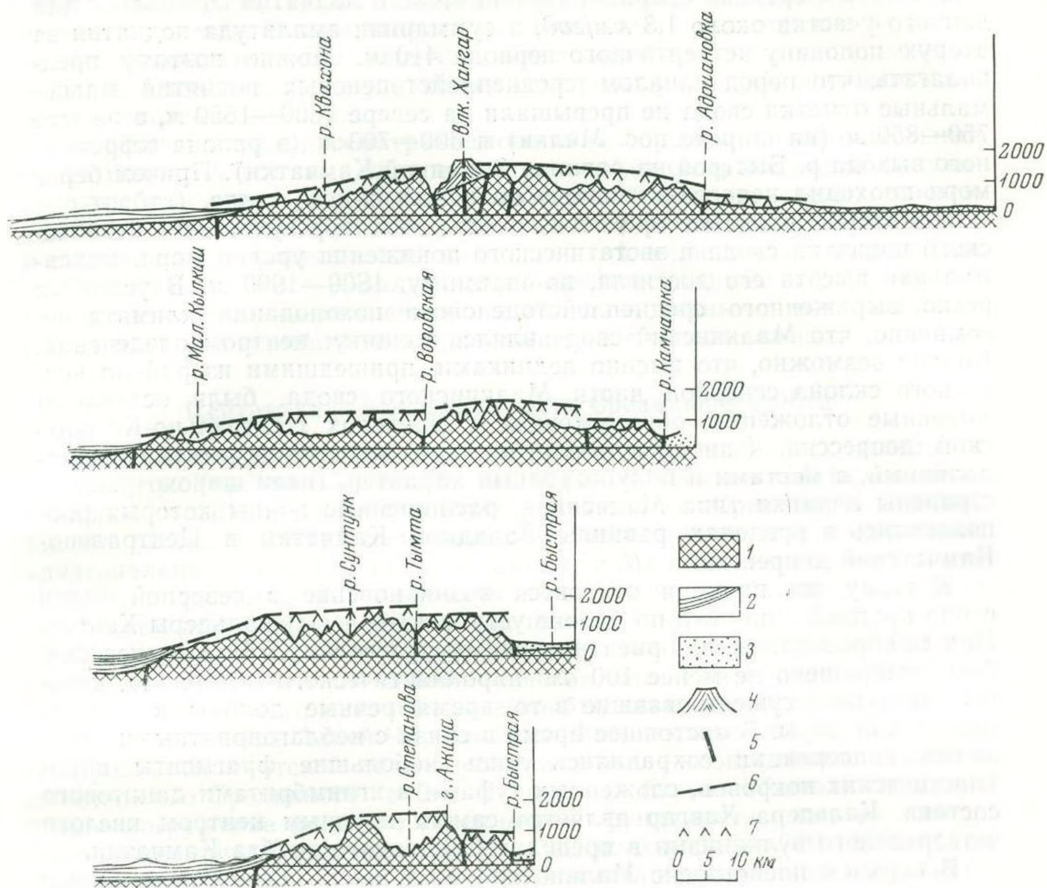


Рис. 34—35. Поперечные профили Малкинского свода

1 — комплекс дотретичных отложений, образующих Малкинский свод; 2 — третичные осадочные толщи Западно-Камчатского тылового прогиба; 3 — рыхлые четвертичные отложения; 4 — вулкан Хангар; 5 — разломы; 6 — предполагаемая вершинная поверхность свода; 7 — спроектированные на профили вершины прилегающей полосы (ширина полосы, проектируемой на каждый профиль — 20 км)

цен-нижнеплейстоценового возраста, показывает, что главная эпоха растяжения совпадала здесь с временем массовых базальтовых излияний на остальной территории Камчатки.

Как уже отмечалось выше, Малкинский свод, наиболее древний и длительно существующий участок развития денудационно-тектонического рельефа, на Камчатке существовал в виде ярко выраженного поднятия по крайней мере начиная с кайнозоя. О большой древности хребта свидетельствуют и прекрасно разработанные речные долины, обладающие большой глубиной и шириной. В начале новейшего периода он уже представлял собой высокий горный хребет. Судя по высоте (440—700 м) предположительно отнесенных к этому времени морских террас у подножья западного склона Малкинского свода, максимальные отметки хребта достигали в начале предпоследнего этапа поднятий (конец верхнего плиоцена) 1300—1400 м, а в конце его 1550—1650 м. Эти террасы значительно выше морских террас среднего плейстоцена-голоцена и частично перекрыты сейчас базальтами верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового возраста.

Самые высокие морские террасы, сформированные в начале среднего плейстоцена, имеют здесь высоту около 380—400 м. Определенная по

этим данным средняя скорость тектонического поднятия составляет для данного участка около $1,3 \text{ мм/год}$, а суммарная амплитуда поднятия за вторую половину четвертичного периода 410 м. Можно поэтому предполагать, что перед началом среднеплейстоценовых поднятий максимальные отметки свода не превышали на севере 1600—1650 м, а на юге 750—850 м (на широте пос. Малки) и 600—700 м (в районе современного выхода р. Быстрой на равнину Западной Камчатки). Причем берег моря проходил непосредственно у подножья самого свода.

Во второй половине среднего плейстоцена, в результате тектонического поднятия свода и эвстатического понижения уровня моря, максимальная высота его достигла, по-видимому, 1800—1900 м. В условиях резко выраженного среднеплейстоценового похолодания климата несомненно, что Малкинский свод являлся мощным центром оледенения. Вполне возможно, что именно ледниками, пришедшими из района восточного склона северной части Малкинского свода, были оставлены моренные отложения, обнаруженные в пределах Центрально-Камчатской депрессии. Наиболее вероятно, что оледенение имело горно-долинный, а местами и полупокровный характер. Были широко распространены ледники типа Маляспина, расширенные концы которых располагались в пределах равнины Западной Камчатки и Центрально-Камчатской депрессии.

К этому же времени относится возникновение в северной части свода крупной (диаметр по бровке уступа 13—14 км) кальдеры Хангар. При ее образовании, по ориентировочным подсчетам И. В. Мелекесцева, было выброшено не менее 100 км^3 пирокластического материала, который выполнил существовавшие в то время речные долины в окрестностях кальдеры. В настоящее время в связи с неблагоприятными условиями консервации сохранились лишь небольшие фрагменты пирокластических покровов, сложенных туфами и игнимбритами дацитового состава. Кальдера Хангар является самым крупным центром кислого четвертичного вулканизма в пределах Срединного хребта Камчатки.

В верхнем плейстоцене Малкинский свод вновь подвергся мощному оледенению, так как его максимальная высота во время I фазы достигала, а во время II превышала 2000 м. В пределах наиболее высокой части хребта начинались очень крупные ледники типа Маляспина. Слившись друг с другом, они образовали у западного подножья хребта гигантский ледяной покров, закрывший большую часть Западной Камчатской равнины (см. рис. 99). Ледники восточного склона хребта имели меньшие размеры, однако и они заходили в пределы Центрально-Камчатской депрессии. Во II фазу оледенения почти повсеместно преобладали обычные горно-долинные ледники, за редким исключением не выходившие на примыкавшие равнины.

Интересно, что одним из самых мощных центров питания ледников I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения была кальдера Хангар — крупный ледоем, от которого по радиальным долинам отходили ледники длиной до 50—60 км. Существованию ледоема, по-видимому, не очень препятствовала и вулканическая деятельность, продолжавшаяся в кальдере.

ДЕНУДАЦИОННО-ВУЛКАНОГЕННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОРЫ

Морфоструктуры этого типа в основном созданы двумя различными типами процессов. Прежде всего они сформировались как аккумулятивные хребты в ходе интенсивной вулканической деятельности верхнечетвертичного времени. В первый период своего развития формирование аккумулятивных хребтов происходило в пределах прогибов, где фундамент дислоцированных пород был опущен. После прекращения вулканизма (как правило, в конце нижнечетвертичного времени) терри-

тория такого типа структур вовлекается в нормальный процесс тектонического поднятия. В ходе этого этапа фундамент (кавранские и более ранние отложения) оказывается выведенным на высоту до +200 — +400 м, а верхний, аккумулятивный ярус рельефа испытывает интенсивное расчленение (рис. 35).

Морфоструктуры рассматриваемого типа образуют самостоятельные пояса поднятий (система сводов центральной и северной части Срединного хребта), отдельные блоки в пределах обычных горстовых систем (бывшие поперечные прогибы, заполненные вулканическими породами и вовлеченные в процесс поднятия горста, — такие, как хр. Тумрок и блок на стыке Гапальского и Валагинского хребтов, ставшие частью горстовой системы Восточного хребта) и стабилизированные и вовлеченные в поднятие блоки периферических частей грабен-синклиналей.

Центральная и северная части Срединного хребта

Система сводов охватывает восточный склон Срединного хребта к северу от р. Кирганик, хребты Козыревский и Быстринский (в его центральной части), а также северную оконечность Срединного хребта. На юге она по разлому северо-западного простираения (так называемый «диагональный» шов Камчатки) граничит с Малкинским сводом. С юга на север в пределах этой структуры выделяются три блока различных по интенсивности движений: южный, центральный и северный.

Южный относительно поднятый блок протягивается от глубинного разлома — «диагонального» шва — на юге до широтного разлома, перекрытого в осевой части хребта лавами долгоживущего вулканического центра Алней-Чашаконджа. На востоке блок ограничен Центрально-Камчатской депрессией, на западе — современной грабен-синклиналью Срединного хребта. В пределах блока наблюдается постепенное погружение мелового складчатого фундамента с юга на север. Если на юге фундамент обнажается на высотах порядка 700—800 м (р-н Ичинского вулкана), то на севере он уходит под эрозионный врез. В течение верхнего плиоцена на всей территории формировался аккумулятивный вулканический рельеф. Лишь на крайнем юге, где меловой фундамент был относительно приподнят, существенную роль в создании рельефа, по-видимому, играли эрозионные процессы. Верхнеплиоценовые вулканиды перекрывают как слаборасчлененный вулканический рельеф нижнего плиоцена, так и достаточно выровненную пологохолмистую поверхность, сформировавшуюся на среднемиоценовых и более древних породах в течение верхнего миоцена. Останцы такой поверхности фиксируются в Козыревском и Быстринском хребтах на отметках 500—600 м и лишь на юге Козыревского хребта в силу специфики тектонического развития этого района в четвертичное время, участки верхнемиоценового рельефа часто находятся на отметках до 1000—1100 м, непосредственно в его осевой части.

Верхнеплиоценовые вулканогенные образования объединяются в крерукский вулканогенный комплекс. Образованию крерукского комплекса предшествовал достаточно длительный размыв кровли нижнеплиоценовых отложений, представленных терригенными и вулканогенными фациями кахтунской свиты. Об этом свидетельствует, в частности, залегание вулкаников крерукского комплекса на различных частях ее разреза. На отдельных участках изученной территории непосредственно зафиксирована чрезвычайно резкая неровная граница раздела между указанными стратиграфическими подразделениями. Так, по правобережью р. Крерук в правом борту долины прекрасно видно, что туфы крерукского комплекса перекрывают вулканогенные отложения кахтунской свиты, заполняя холмистый денудационный рельеф с относительными высотами в 100—200 м, причем породы кахтунской свиты слабо дислоцированы, а

крерукский комплекс залегает практически горизонтально. В силу литологического сходства, а также частого субгоризонтального залегания пород кахтунской свиты несогласие между ней и крерукским комплексом обычно скрадывается. Неровная граница раздела с карманами размыва фиксируется лишь при очень тщательном изучении разрезов. Повсеместно и достаточно резко кровля нижнеплиоценовых толщ погружается под осевую часть Срединного хребта.

В отличие от вулканогенных толщ верхов кавранской серии в крерукском вулканогенном комплексе по ряду признаков можно выделить крупные долгоживущие вулканические центры, а также отдельные вулканы.

В пределах современных хребтов Козыревского и Быстринского в верхнем плиоцене по расколам северо-восточного простираения, параллельным разломам осевой части Срединного хребта, в какой-то степени унаследовано по отношению к нижнеплиоценовому этапу активно проявился вулканизм, выраженный формированием преимущественно андезитовых, андезито-базальтовых, реже дацитовых страто- и щитообразных вулканов. Слившись, вулканы образовали горные вулканические цепи (аккумулятивные хребты). На севере Быстринского хребта в начале крерукского времени незначительно проявился игнимбритовый вулканизм. Таким образом, к концу верхнего плиоцена южный блок Срединного хребта сформировался как существенно аккумулятивное вулканическое поднятие.

В раннечетвертичное время практически вся территория блока и соседние участки были охвачены площадными базальтовыми излияниями, сопровождавшимися формированием щитовых и щитообразных вулканов и ареальных зон. Наиболее интенсивно базальтовый вулканизм этого времени проявился в северо-западной части района, в верховьях рек Тихой и Тигиля. Лишь на севере хребта Быстринского вулканизм в это время отсутствовал.

В Козыревском и Быстринском хребтах после эпохи излияния нижнечетвертичных базальтов вулканизм прекращается и наступает этап тектонической активизации. Южный блок обособляется от расположенной к западу части Срединного хребта, которая продолжает развиваться как чисто аккумулятивное вулканическое поднятие. В среднем плейстоцене к западу от Козыревского и Быстринского хребтов закладывается узкий грабен долины р. Быстрой (Козыревской) и сопряженный с ним Козыревский односторонний горст. На востоке горст плавно, в южной части, видимо, флексурообразно, сочленяется с Центрально-Камчатской депрессией. О характере этой структуры можно судить по положению подошвы нижнечетвертичных лав и кровли доверхнеплиоценового фундамента. Нижнечетвертичные лавы практически повсеместно бронируют восточный склон Козыревского хребта, спускаясь в Камчатскую депрессию до отметок 150—200 м, на западном же склоне они практически отсутствуют, обнажаясь лишь в осевой части хребта. Западный склон, таким образом, резко вздернут по отношению к долине р. Быстрой. Кровля доверхнеплиоценового фундамента, представленная, по-видимому, аналогами кахтунской нижнеплиоценовой и кававлинской среднемиоценовой свит, вскрывается зачастую в приосевой части в верховьях притоков рек Быстрой и Козыревки на отметках от 1000 до 1300 м, в то время как в левом борту грабена Быстрой нижнеплиоценовые и среднемиоценовые отложения не вскрываются и в доколе нижнечетвертичного лавового плато, где обнажаются лишь верхнеплиоценовые вулканы. Севернее широтного отрезка р. Быстрой структура становится более плавной и приобретает характер пологого свода северо-восточного простираения. О росте свода и одностороннего горста в четвертичное время свидетельствует антецедентность речных долин, формирующихся параллельно поднятию структуры (р. Быстрая на широтном отрезке течения, ее правые притоки, реки Сехлун, Кахтун, Крерук и др.). На севере, в бассейне рек Крюки и По-

ловинная, свод постепенно переходит в чисто аккумулятивное вулканическое поднятие и сливается с основной частью Срединного хребта. За счет интенсивного четвертичного воздымания хребты Козыревский и Быстринский становятся выше главного водораздела Срединного хребта, проходящего в данном районе по Анаунскому нагорью: средняя высота его 1000—1100 м, тогда как средняя высота водораздела Козыревского горста и Быстринского свода 1400—1500 м. Следует отметить, что южнее Козыревского горста, примерно от широты устья р. Большой Кимитиной и далее на юг, характер сочленения Срединного хребта с депрессией становится жестче, вдоль него фиксируется серия молодых разломов, Центральная-Камчатская депрессия приобретает вид грабена. Таким образом, горстообразный на юге, восточный борт Срединного хребта в северном направлении становится более плавным и через структуры типа односторонних горстов и пологих сводов постепенно переходит в чисто аккумулятивное поднятие (рис. 36).

Из экзогенных рельефообразующих факторов ведущая роль в преобразовании рельефа рассматриваемого блока принадлежала флювиальной и ледниковой деятельности. В рельефе прекрасно выражены, в частности, аккумулятивные и скульптурные формы двух фаз верхнеплейстоценового оледенений. Значительную роль в преобразовании рельефа играли также сейсмоструктурные обвалы, широкое развитие которых обусловлено здесь большим распространением полей измененных пород.



Рис. 36. Схематический геологический разрез через грабен р. Быстрой, Козыревский хребет (односторонний горст) Камчатскую депрессию, Асхачинский увал и хребет Тумрок (односторонний горст)

- 1 — рыхлые четвертичные отложения;
- 2 — верхнечетвертичные и голоценовые лавы побочных кратеров вулкана Тольбачик;
- 3 — нижне-четвертичные лавы («платобазальты»);
- 4 — тумрокско-крестовский вулканотенный комплекс (всехний пллюцен);
- 5 — шатинская и кахтунская сзиты (нижний пллюцен): а) вулкано-каногенные фации (базальты, игнибриды), б) прибрежно-морские терригенные фации;
- 6 — среднемиоценовые образования (каваллинская свита и ее аналоги);
- 7 — сложноподолосированные мел-палеогеновые образования;
- 8 — а) геологические границы, б) фациальные границы;
- 9 — разрывные нарушения

Центральный относительно опущенный блок. Южное ограничение блока проходит по широтному разлому в районе вулканического массива Алней-Чашаконджа. Широтный разлом перекрыт как верхнеплиоценовыми, так и четвертичными вулканическими породами. О наличии его можно судить по резкому погружению доплиоценового фундамента и общему сужению вулканической плиоцен-четвертичной зоны к северу от него. На севере блок ограничен серией ступенчатых разломов широтного и северо-западного простирания, проходящих в бассейне рек Хайлюли, Сановаям и Ивашки, от более северного поднятого блока, в цоколе которого обнажаются меловые толщи. Внутреннее строение центрального блока несколько неоднородно. В нем можно выделить относительно опущенные и относительно поднятые участки: наблюдается как бы ундуляция дочетвертичного и, видимо, доплиоценового фундамента с юго-запада на северо-восток. По положению верхнеплиоценовых вулкаников в пределах всего центрального блока с севера на юг можно выделить блоки второго порядка: относительно поднятый блок в бассейнах рек Хайлюля Сановаям, опущенный блок в бассейнах рек Начики, Ука, поднятый блок в районе правых притоков р. Еловки и, наконец, самый южный опущенный блок в бассейнах рек Киревна и Белая. Блоковые подвижки являються по крайней мере доверхнеплиоценовыми, а верхнеплиоценовые и четвертичные вулканические комплексы формируются на весьма неровном рельефе нижнеплиоценовых и более древних образований. Верхнеплиоценовый этап в центральном блоке знаменуется широким распространением вулканогенных образований крерукского комплекса. В отличие от поднятых блоков Срединного хребта здесь наиболее широко проявился контрастный базальт-дацитовый вулканизм с площадными излияниями основных лав и грандиозными выбросами спекшейся пирокластики. Генетически вулканизм этого времени связан с развитием серии линейных расколов северо-восточного простирания, образующих крупные, часто грабенообразные, дизъюнктивные структуры.

Кратко рассмотрим строение некоторых районов центрального блока. В бассейне правых притоков р. Еловки (реки Шишей, Кунхилок, собственно верховье Еловки) породы крерукского вулканогенного комплекса слагают верхние части склонов долин и водоразделы, занимая весьма обширные площади. Крерукский комплекс обычно с небольшим угловым несогласием залегает на размытой поверхности кахтунской свиты. Контакты хорошо прослеживаются в левом борту р. Кунхилок, где базальты вулкана Кунхилок (относящегося также к крерукскому комплексу) несогласно перекрывают терригенную и туфогенную фации кахтунской свиты. По р. Шишей видно, как на терригенной фации кахтунской свиты по очень неровному контакту залегают грубые агломератовые туфы крерукского комплекса. В левом истоке р. Кунхилок и в верховьях большого правого притока р. Шишей на туфогенную и эффузивную фации кахтунской свиты налегают как игнимбриты, так и базальты крерукского комплекса. Кровля пород крерукского комплекса образует обширные пологонаклонные, местами платообразные поверхности, бронируемые как лавами базальтового состава, так и игнимбритами. Характерно, что повсеместно в данном районе мы встречаемся с трехчленным разрезом крерукского комплекса: нижняя базальтовая пачка — средняя игнимбритовая пачка — верхняя базальтовая пачка. Для этого времени характерны крупные обычно слабо сохранившиеся базальтовые вулканы и, видимо, трещинные излияния лав. Такое предположение исходит из площадного распространения почти чисто лавовых разрезов с практически горизонтальными залеганиями пластов. Образование как базальтов, так и игнимбритов связано с развитием расколов северо-восточного простирания. Обычно серия таких расколов является лишь магмоподводящей зоной, тектонических подвижек по ним в верхнем плиоцене не происходило, и вулканисты крерукского комплекса практически всегда перекрывают их без

смещения. В зонах таких разрывных нарушений фиксируются крупные дайки и даже дайковые поля базальтового, реже дацитового состава.

Наиболее мощные лавово-пирокластические разрезы наблюдаются в приосевой части Срединного хребта, возрастают в этом направлении и мощности игнимбритовых покровов. В осевой части хребта фиксируется грабенообразная структура, в пределах которой вулканизм транзитно развивался вплоть до голоцена. Наиболее четко грабен трассируется в северо-восточном направлении вдоль оси хребта от верховьев р. Шишей на юге до верховьев р. Хайлюли на севере. Видимо, он продолжается и на юг вплоть до вулканического массива Алней-Чашаконджа, но дешифрирование его затруднено из-за мощных четвертичных базальтовых излияний, перекрывающих борта этой структуры. На севере, в бассейне р. Хайлюли, в эрозионных врезках вскрывается его восточный борт, сложенный мощной существенно базальтовой пачкой, по-видимому, низов крерукского комплекса. Сам же грабен заполнен игнимбритами, причем мощности чисто игнимбритовых разрезов в его пределах достигают 500—600 м. Распространяясь за пределы грабена, игнимбриты выполняют неровный рельеф базальтовых вулканов, мощности их постепенно уменьшаются в восточном направлении до полного выклинивания. Спекшаяся пирокластика в свою очередь перекрывается базальтами верхней части крерукского комплекса. Для центрального относительно опущенного блока Срединного хребта характерно в отличие от поднятых блоков полное отсутствие игнимбритообразующих вулкано-тектонических кольцевых структур. Здесь основная масса игнимбритов связана с образованием центрального грабена и параллельных ему линейных разломов северо-восточного простирания. Объемы спекшейся пирокластики, генетически связанной с развитием подобных структур в опущенных блоках, несравнимо большие, чем объемы игнимбритов кольцевых структур относительно поднятых блоков.

Таким образом, в верхнем плиоцене в центральном блоке Срединного хребта формируется своеобразный аккумулятивный вулканический рельеф, связанный с широким развитием базальт-игнимбритовой (дацитовый) серии. Основной морфоструктурой того времени был широкий вулканический хребет с пологонаклонными, иногда платообразными склонами, бронированными как базальтами, так и игнимбритами. В центральной части хребта располагался линейный грабен, заполненный игнимбритами и местами более поздними базальтами верхов крерукского комплекса; на восточной и западной периферии хребта развивались отдельные щитообразные и существенно лавовые стратовулканы.

Нижнечетвертичная эпоха, как и в других районах Срединного хребта, знаменуется излияниями базальтов и соответственно образованием щитовых и щитообразных вулканов. Вулканизм продолжает развиваться преимущественно в центральной зоне хребта, но отдельные крупные вулканы формируются и на его периферии. Особенно широко вулканизм этого времени проявился в северной части центрального блока, в бассейнах рек Воямполки, Начики, Хайлюли. Примером может служить крупный Хайлюлинский вулкан и ряд более мелких центров к югу и западу от него, часто образующие лавовые поля вплоть до осевой части хребта. На западном склоне хребта (на этой же широте) нижнечетвертичные базальты прослеживаются широкой полосой из бассейна р. Воямполки (Матерой) на юге, до сопки Тылеле на севере. Вероятнее всего, это крупные слившиеся щитовые вулканы и, возможно, ареальные зоны. В более позднее время, по голоцен включительно, вулканизм концентрируется исключительно в центральной части хребта, где он генетически связан с дальнейшим развитием грабена, заложившегося еще в верхнем плиоцене. Вулканизм носит резко перекомпенсированный характер: в пределах грабена формируются крупные вулканы и вулканические группы, причем преобладает базальтовый — андезитобазальтовый вулканизм. За счет

чрезвычайно интенсивного вулканизма, проявившегося в этой зоне в период от среднечетвертичного времени до голоцена, образовалась вулканическая горная цепь, состоящая в основном из слившихся высоких, существенно лавовых стратовулканов, реже щитообразных вулканов.

Средняя высота водораздела этого вулканического хребта 1600—1800 м, а отдельные вершины превышают 2500 м. Следует отметить, что почти повсеместно в пределах центрального блока цоколем верхнеплиоценовых вулканитов и более молодых образований являются вулканогенные и терригенные толщи нижнего плиоцена. Несмотря на некоторую ундуляцию цоколя в северо-восточном направлении в среднем высота его кровли, учитывая неровный рельеф, соответствует отметкам от 300 до 500 м. Почти повсеместно нижнеплиоценовые толщи погружаются под осевую часть Срединного хребта. На восточном и западном склонах хребта и в его осевой части в верхнем плейстоцене проявились две фазы горно-долинного, местами полупокровного оледенения. В результате преобразования ледниковых трогов, хорошо сохранившихся лишь в верхних участках долин, за верхнечетвертичное время и голоцен выработались широкие эрозионные долины с аллювиальными и флювиогляциальными террасами. Каньонообразные долины встречаются лишь в районах молодого вулканизма (обычно в верховьях рек), где рекам приходится пропиливать молодые лавовые потоки. Приведенные выше факты говорят о том, что центральный блок Срединного хребта и в верхнем плиоцене и в четвертичное время представлял собой сложное аккумулятивное вулканическое поднятие, в центральной части которого сформировался высокий вулканический хребет. Террасирование речных долин можно объяснить лишь медленным поднятием за верхний плейстоцен и голоцен региона в целом.

Северный относительно приподнятый блок. Разломы северо-западного простирания, ограничивающие блок с юга, перекрываются нижнечетвертичными лавами и весьма слабо проявлены в плиоценовых вулканических толщах — обычно в виде малоамплитудных, быстро угасающих по простиранию разрывов. Основные движения по ним проявились по крайней мере в доплиоценовое время. На севере мы условно ограничиваем блок депрессией Парапольского дола.

В северном блоке Срединный хребет имеет вид узкой полосы, прослеживающейся непосредственно вдоль восточного побережья (пролив Литке) и отделенной от него незначительными по площади участками прибрежной низменности. С запада хребет граничит с холмистой равниной, простирающейся до побережья Охотского моря, рельеф которой формировался преимущественно по поверхности кинкильских палеогеновых эффузивов. Ввиду слабой геологической изученности можно лишь в общих чертах наметить историю геологического развития и развития рельефа этой части Срединного хребта за новейший период.

По данным геологических съемок, верхнеплиоценовый и нижнечетвертичный вулканизм в пределах северного блока проявился более локально, чем в южных районах Срединного хребта. В верхнем плиоцене это андезитовые и андезитобазальтовые вулканы и одновозрастные им вулканогенно-осадочные образования, распространенные на весьма ограниченных площадях. В нижнечетвертичное время возникают щитообразные вулканы и ареальные поля. Крайне редко встречаются вулканы, сформировавшиеся в среднечетвертичное время. Практически повсеместно в осевой части севера Срединного хребта обнажаются верхнемеловые породы лесновской и ирунейской серий, представляющих по отношению к верхнеплиоценовым и четвертичным вулканитам складчатый фундамент. За новейший геоморфологический период северную часть Срединного хребта можно рассматривать как медленно растущее поднятие, в пределах которого денадационные процессы резко преобладали над аккумулятивными. В южной части блока формируется достаточно расчленен-

ный горный рельеф, с перепадами высот до 1000 м и со средней высотой водораздела 1200—1300 м. В северной же, более стабильной, части за счет длительных денудационных процессов, начавшихся, видимо, еще в верхнем миоцене, происходит постепенное выравнивание рельефа, и Срединный хребет как бы сливается с холмистой равниной Западной Камчатки и Паропольского дола.

Северная часть Срединного хребта Камчатки была центром питания мощных ледников I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Среди других экзогенных факторов важнейшим является флювиальная деятельность. Широко представлены формы, связанные с вечной мерзлотой.

Суммируя весь материал по аккумулятивно-тектоническим поднятиям Срединного хребта, можно сказать, что морфоструктуры образовались в основном на протяжении верхнего плиоцена — четвертичного времени. Ведущую роль в формировании этой структуры играл вулканизм, создавший аккумулятивные вулканические хребты и нагорья. Денудационно-тектонические поднятия играли подчиненную роль и активно проявились лишь в южной и северной частях этой системы.

Восточный хребет Камчатки

Структуры, образующие отдельные элементы горст-антиклинальной системы Восточного хребта Камчатки, представляют собой переработанные в ходе новейших движений участки трех крупных поперечных вулканических зон плиоценового времени: Тумрокско-Никольской, Авачинско-Ганальской и Начикинской. Они сформировались в течение плиоцена (преимущественно в нижнем плиоцене) в виде системы поперечных прогибов северо-западного простирания. В ходе последующего развития они были заполнены плиоцен-нижнечетвертичными вулканогенно-осадочными и вулканическими породами. Результатом такого перекомпенсированного заполнения было образование на месте прогибов аккумулятивных хребтов. Преобразование структурного плана в среднечетвертичное время приводит к тому, что эти наложенные структуры северо-западного простирания перерабатываются молодыми движениями. В результате отдельные части структур северо-западного простирания оказываются элементами молодых структурных поясов, вытянутых в общем северо-восточном направлении. При этом такие участки испытывают движение разного знака. Те из них, которые становятся элементами горст-антиклинальных систем, вовлекаются в общее поднятие. И, наоборот, части таких поперечных структур, ставшие элементами грабен-синклинальных поясов, испытывают общее прогибание.

Характерно, что в процессе поднятия горст-антиклинальных систем происходит общее уравнивание высот различных их участков: отметки современных водоразделов равны в районах развития денудационно-тектонического рельефа (т. е. в поле развития дислоцированных комплексов верхнемеловых-палеогеновых и неогеновых отложений, включая аналоги кавранской свиты) и в районах развития эрозионного вулканогенно-тектонического рельефа (т. е. аккумулятивных плиоцен-нижнечетвертичных хребтов, вовлеченных в позднее поднятие).

Неравномерность движений разных по природе элементов единой горст-антиклинальной системы приводит к тому, что разломы, ограничивающие плиоцен-нижнечетвертичные поперечные структуры, продолжают активно жить и в новейшее время. Многие из них совпадают с зонами повышенной сейсмической активности.

Хребет Тумрок

Хребет Тумрок образован вулканогенно-осадочными и вулканическими комплексами нижнеплиоценовой шапинской свиты, верхнеплиоценового тумрокского вулканогенного комплекса и нижнеплейстоценовыми

лавовыми толщами. Судя по блоковому погружению мел-палеогенового складчатого фундамента от бассейна р. Адриановки на севере хр. Тумрок к центральной части хребта и воздымания его на юге в пределах северного окончания Валагинского хребта, достаточно отчетливо фиксируется прогиб общего северо-западного простирания. В пределах этого прогиба и происходило накопление вулканогенных толщ. Разломы того же направления, развивавшиеся в это время, видимо, контролировали вулканизм. Эпохи накопления трех перечисленных комплексов разделялись периодами воздымания структуры и слабых дислокаций.

После образования шапинской свиты в пределах блока хр. Тумрок в верхнем плиоцене (вернее, на границе верхнего и нижнего плиоцена) произошло лишь пологое сводовое воздымание северо-восточного простирания. В связи с этим общим воздыманием возникли незначительные по амплитуде разломы такого же направления. Продолжалось также развитие разломов северо-западного простирания, причем часто движения по таким разломам носили характер сдвига. Наиболее крупным из разломов такого типа был правый сдвиг в верховьях р.левой Шапиной. Он устанавливается по крупной зоне милонитизации в тальвеге р.левой Шапиной. Вдоль него фиксируется горизонтальное смещение дайки, сброса северо-восточного простирания и границы терригенной части шапинской свиты. Движения по данному сдвигу приходятся как раз на границу нижнего и верхнего плиоцена, так как он дислоцирует шапинскую свиту (нижний плиоцен) и перекрывается верхнеплиоценовым тумрокским вулканогенным комплексом. В зоне свода нижнеплиоценовые терригенные и вулканогенные отложения (шапинская свита) были дислоцированы до крутых моноклиналей. Последовавший затем перерыв в осадконакоплении, размыв и выравнивание рельефа зафиксированы остатками древней эрозионной сети, погребенной более молодыми отложениями тумрокского комплекса.

После фазы тектонической активизации в течение всего верхнего плиоцена в отдельных районах зоны интенсивно проявился андезитовый вулканизм. В пределах хр. Тумрок и частично в хребтах Никольском и Гамчене развивались крупные андезитовые и андезитобазальтовые стратовулканы, которые при слиянии формировали короткие вулканические хребты. Периклинали таких вулканов в почти неизменном виде сохранились на восточных склонах хр. Тумрок; на западном склоне они подняты и местами деформированы в результате более поздних тектонических движений. Зона вулканизма этого времени в целом сохраняет северо-западное простирание, наследуя область развития шапинской свиты. Частично (в северном и южном борту зоны) вулканические породы этого времени накладываются прямо на дислоцированные комплексы мел-палеогенового фундамента. В пределах хр. Никольского и в северной части хр. Гамчен вулканические образования этого времени перекрыты четвертичной пирокластикой и лавами. В других районах зоны (хребты Железнодорожный, Чажминский, большая часть хр. Гамчен) происходил размыв, сопровождавшийся выравниванием рельефа поверхности шапинской свиты и мелпалеогенового складчатого комплекса.

Породы тумрокского комплекса не дислоцированы; незначительные дислокации — некоторое увеличение углов падения — наблюдаются лишь в зонах разломов, связанных с образованием более молодых структур. Углы падения, достигающие иногда 30—35°, объясняются первичным залеганием вулканитов, заполняющих древний рельеф или залегающих в вулканических постройках вблизи центров извержения. Обычно же породы комплекса залегают горизонтально или с первичными уклонами в 5—6°.

Отдельные четвертичные вулканы, расположенные в пределах хр. Тумрок (Иульт, Тумрок и др.) и в хр. Никольском, по-видимому, хотя и с перерывом, в какой-то степени наследуют центры извержений

тумрокского возраста или по крайней мере связаны с возобновлением в это время движений по расколам северо-западного простираия. Так южная часть хр. Тумрок разбита разломами северо-западного простираия на ряд блоков.

Блоковые смещения обычно предшествуют формированию четвертичных вулканов, так как разломы, ограничивающие блоки, почти всегда перекрыты лавами иультского комплекса. Вулканы, имеющие базальтовый состав, расположены в опущенных блоках, а в относительно приподнятых блоках обнажаются породы шапинской свиты и мел-палеогеновые образования. Особый интерес представляет зона сочленения опущенного блока на юге хр. Тумрок, в котором расположен один из раннечетвертичных вулканов, с высоко поднятым блоком северной части Валагинского хребта, сложенного породами предполагаемого мела и палеогена. Эта зона сочленения продолжает активно развиваться в виде разлома вплоть до настоящего времени, так как в ее пределах по аэрофотоснимкам и визуальным наблюдениям, фиксируются очень молодые смещения.

Особо следует остановиться на более молодых тектонических движениях, последовавших за накоплением нижнечетвертичных вулканитов или начавших развиваться в какой-то мере синхронно с ними (рис. 37).

Основная масса нижнечетвертичных вулканов возникает в восточной части поперечной зоны, которая начиная с этого времени становится северо-восточной частью единой грабен-синклинали Восточной Камчатки. Окончательное распадение северо-западной Тумрокско-Никольской вулканической зоны происходит в конце нижнего — среднем плейстоцене. В этот период территории нынешнего хр. Тумрок окончательно оформляется как горстовое поднятие. Об общей амплитуде поднятия в посленижнеплейстоценовое время можно судить по смещению подошвы нижнечетвертичных лав. В опущенных блоках (в пределах шапинского грабена) они обнажаются на отметках 300—350 м, в Асхачном увале (западный горст) — на отметках 600—700 м, а в одностороннем горсте хр. Тумрок — на высотах 1000—1100 м. Таким образом, суммарное поднятие горста Тумрока за средний-верхний плейстоцен и голоцен равно 700—800 м, а Асхачного увала — 300—400 м.

С молодыми движениями связано также возникновение грабенообразной структуры долины р. Шапиной (рис. 38). Простираие грабена меняется от меридионального, в пределах долины Правой Шапиной, к северо-восточному, в среднем течениилевой Шапиной, и вновь к меридиональному, в верховьях последней, где грабен выклинивается. Дно грабена закрыто довольно мощным чехлом четвертичных флювиогляциальных, аллювиальных, пролювиальных и ледниковых отложений; на отдельных участках зафиксированы выходы нижнечетвертичных лав. На востоке по серии ступенчатых сбросов грабен граничит с современным односторонним горстом хр. Тумрок. Сбросы фиксируются по смещению морен I фазы верхнечетвертичного оледенения, причем видимые амплитуды достигают 200—250 м. Обычно сбросы представлены короткими (5—10 км) быстро меняющимися амплитуду и выклинивающимися разломами северо-восточного простираия.

Отдельные короткие разломы типа сбросов с амплитудой порядка 100—200 м, синхронные, по-видимому, образованию шапинского грабена, фиксируются по западному склону вулкана Иульт в приосевой части хр. Тумрок и в долине р. Сторож. На западе, по разломам сходной морфологии, Шапинский грабен сочленяется с горстовым поднятием Асхачного увала, верхняя часть разреза которого сложена нижнечетвертичными вулканитами, а цоколь увала — породами тумрокского вулканогенного комплекса и шапинской свиты. На Асхачном увале фиксируется серия разломов северо-восточного простираия, параллельных ограничению грабена. При развитии разломов, ограничивающих грабен, в зоне сильного растяжения образовался голоценовый вулкан Кизимен, кото-

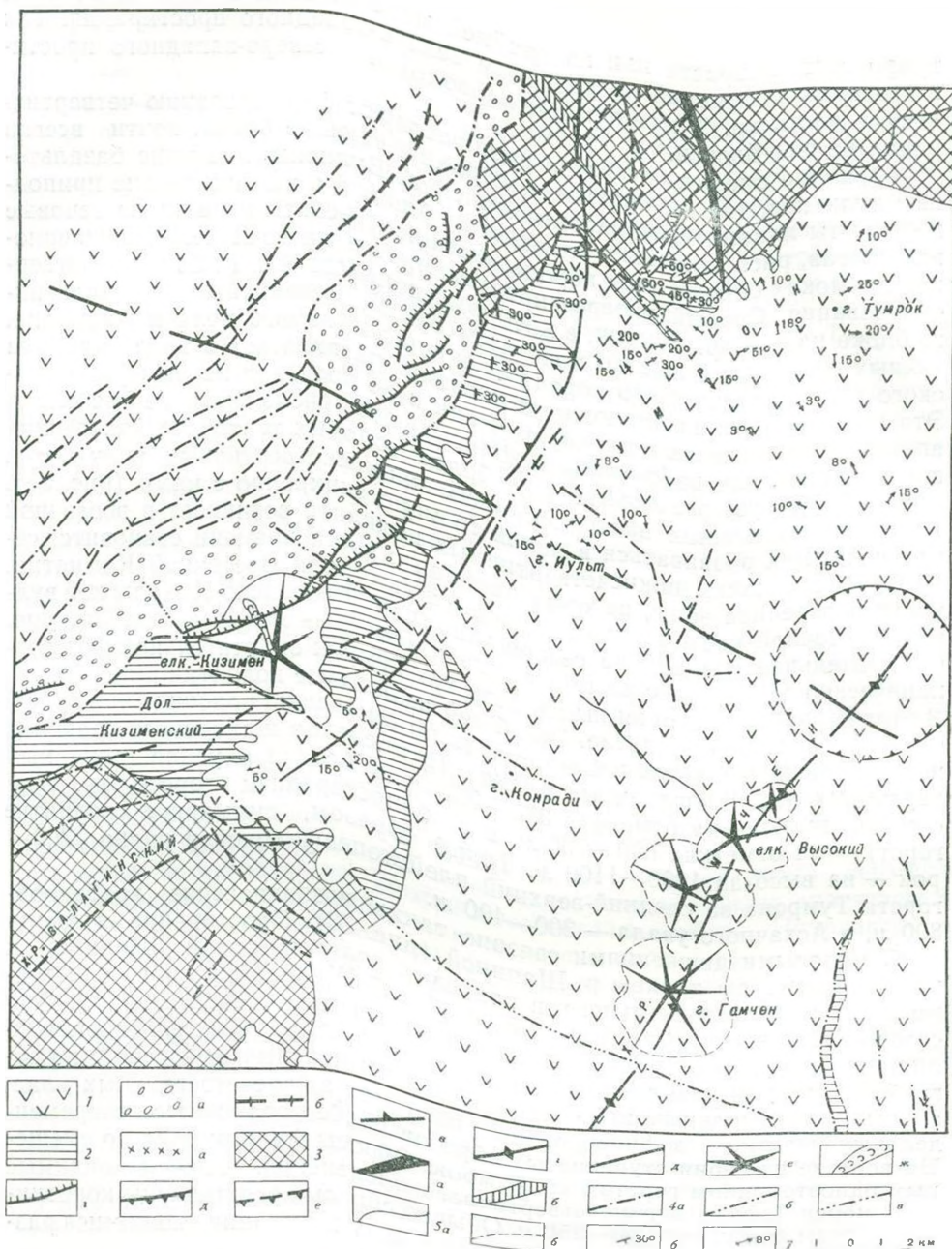


Рис. 37. Тектоническая схема района хребтов Тумрок, Гамчен и долины р. Лево́й Шапиной

1 — верхний структурный этаж: а) грабен р. Шапиной, б) оси горстообразных поднятий, в) односторонний горст хребта Тумрок, г) ось аккумулятивного поднятия хребта Гамчен, д) ось Тумрокско-Никольской поперечной зоны, е) голоценовые и верхнечетвертичные вулканы, ж) голоценовые лавовые потоки; 2 — средний структурный этаж: а) габброидные интрузии; 3 — нижний структурный этаж: а) оси антиклиналей, б) оси синклиналей; 4 — разрывные нарушения: а) установленные, б) предполагаемые, в) предполагаемые продолжения разломов под четвертичными образованиями, д) кольцевые разломы установленные, е) кольцевые разломы предполагаемые, г) разломы в голоценовых отложениях; 5 — геологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; 6 — элементы залегания; 7 — углы естественного наклона пластов

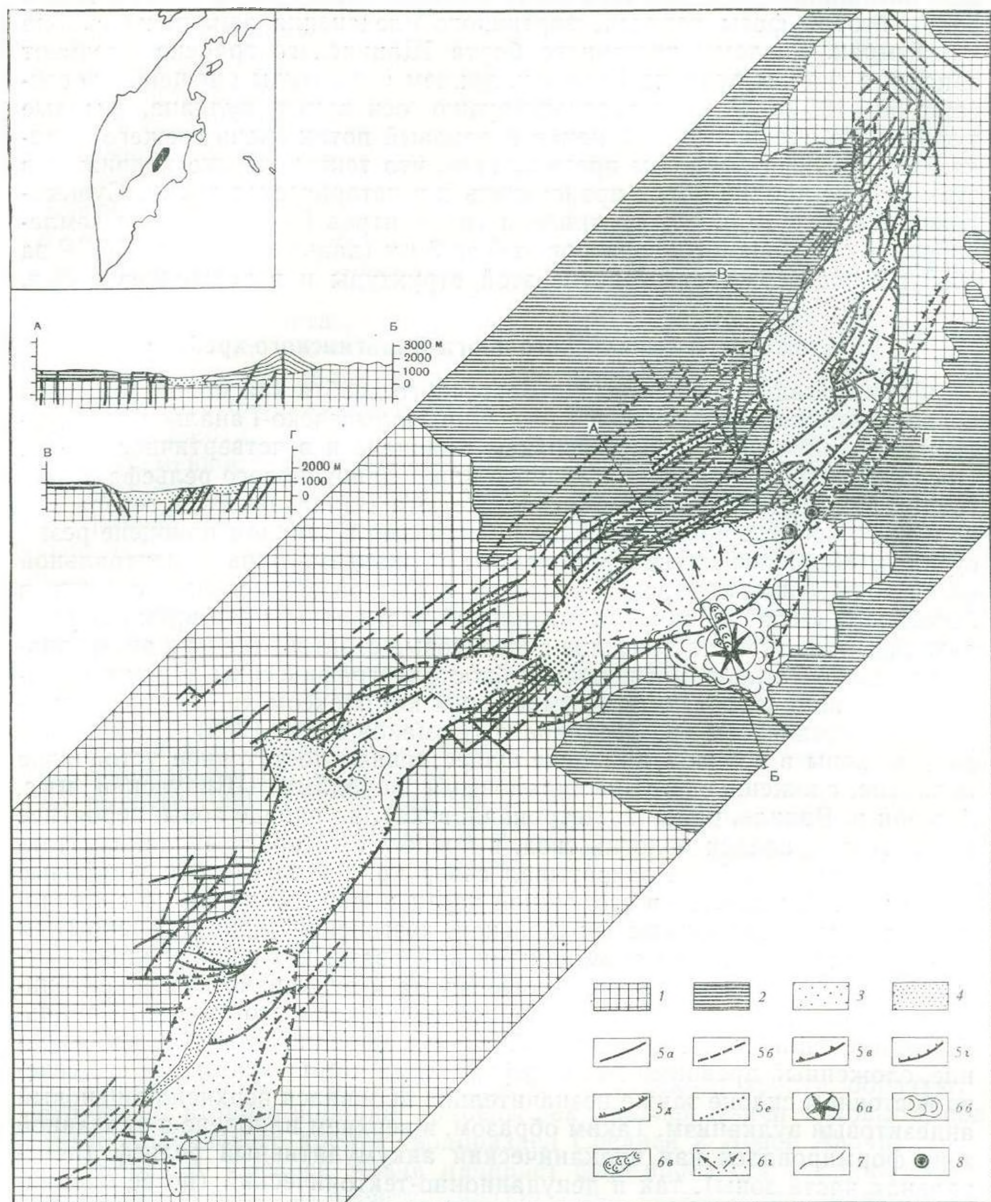


Рис. 38. Схема разломов грабена реки Шапиной (по В. А. Леглеру)

1 — комплекс дислоцированных доверхнелейстоценовых вулканических пород; 2 — верхнелейстоценовые рыхлые отложения; 3 — верхнелейстоценовые рыхлые отложения в грабене, в настоящее время размываемые; 4 — голоценовые рыхлые отложения в грабене, накапливающиеся в настоящее время; 5 — разломы по данным дешифрирования: а) с неустановленным направлением смещения — достоверные; б) с неустановленным направлением смещения — предполагаемые, в) с установленным смещением амплитудой порядка сотен метров, г) с установленным смещением амплитудой порядка первых метров и десятков метров, д) разломы, смещения по которым имеют наиболее молодой возраст, е) разломы перекрытые рыхлыми отложениями и просвечивающие сквозь них (во всех случаях штрихи ставятся в сторону опущенного крыла); 6 — современные вулканические образования: а) вулканический конус, б) лавовые потоки, в) лавовый поток, перекрывающий наиболее молодые разломы, г) пролювиально-пирокластические отложения подножия вулкана; 7 — геологические границы; 8 — термальные источники

рый расположен на восточном борту грабена, заполняя одну из троговых долин второй фазы верхнечетвертичного оледенения западного склона хр. Тумрок. Разломы восточного борта Щапинского грабена смещают западные склоны вулкана Кизимен, причем амплитуды смещения достигают 50—100 м. Разлом рвет экструзию основания вулкана, рыхлые туфогенные склоновые отложения и лавовый поток очень свежего облика. Все это позволяет нам предполагать, что тектонические подвижки в этом районе вполне могли происходить и в историческое время. Существование вдоль Щапинского грабена гипоцентров 8—9 балльных землетрясений с глубиной гипоцентров от 0 до 5 км (данные ИФЗ АН СССР за 1963 г.) подтверждает развитие этой структуры и в настоящее время.

Блок севера Ганальского и юга Валагинского хребтов

Формирование южного блока Восточного хребта как молодого горста неразрывно связано с историей развития Нальчевско-Ганальской структурно-вулканической зоны в верхнем плиоцене и в четвертичное время. После формирования вулканогенного нижнеплиоценового рельефа в бассейнах рек Нальчевой, Авачи, а также юга Валагинского и севера Ганальского хребтов ареал развития вулканизма в верхнем плиоцене резко сузился. Наиболее активно проявился вулканизм лишь в центральной части зоны (бассейны рек Нальчевой и Китхой), в меньшей степени в бассейне р. Лево́й Авачи. В центральной части зоны в это время формировались лавопирокластические андезитовые стратовулканы и экструзивные купола. По палеомагнитным и биостратиграфическим характеристикам их можно сопоставить с тумрокским комплексом хр. Тумрок и крерукским комплексом хр. Срединного (Ермаков и др., 1969). На крайнем востоке зоны в верхнем плиоцене существовало достаточное устойчивое поднятие, сложенное мел-палеогеновыми породами (Шипунский мыс, бассейн р. Вахиль, район г. Петропавловска), на западе зоны, вероятнее всего, формировался пологий свод, в пределах которого вулканизм также не проявился. Свод захватывал север хр. Ганальского и восточные склоны хр. Срединного в его южной части и формировался по складчатым меловым отложениям (ирунейская, хозгонская серии), перекрытым на отдельных участках маломощными покровами нижнеплиоценовых существенно лавовых вулканов. С юго-запада к вулканическим и тектоническим поднятиям жестко причленялся горст крайнего юга хр. Ганальского, имеющий северо-западное, близкое к меридиональному, простирание, сложенный древними метаморфическими комплексами. На его северо-восточном склоне также незначительно проявился верхнеплиоценовый андезитовый вулканизм. Таким образом, в верхнем плиоцене в указанной зоне формировался как вулканический аккумулятивный рельеф (центральная часть зоны), так и денудационно-тектонический (по ее окраинным частям).

Непосредственно вслед за вспышкой вулканизма в верхнем плиоцене, практически без перерыва, часто наследуя древние центры извержений, широко проявился ареальный базальтовый вулканизм. Эпоха ареальных излияний захватывала, по-видимому, весь нижний антропоген, причем излияния происходили на широкой площади, распространяясь на всю Нальчевско-Ганальскую зону, за исключением районов, непосредственно примыкающих к Тихому океану. В начале этого этапа формируются в основном аккумулятивные платообразные поверхности и пологие вулканические хребты, которые образуются за счет слияния щитовых лавовых вулканов.

После излияния платоэффузивов единая в прошлом вулканическая зона, имевшая северо-западное простирание, распадается на ряд самостоятельных блоков, из которых состоят элементы современных структур северо-восточного простирания. Восточная часть Нальчевско-Ганальской

зоны становится элементом грабен-синклинали Восточной Камчатки, западная же часть образует горстово-сводовую структуру, вошедшую в состав горстовой системы Восточного хребта в виде северного участка Ганальского и южного участка Валагинского хребтов. В пределах последней вулканическая деятельность полностью отмирает, а сама она на протяжении второй половины четвертичного периода начинает испытывать общее тектоническое поднятие вместе с остальными блоками системы Восточного хребта.

Современное гипсометрическое положение нижнечетвертичных лав в грабене Центральной Камчатской депрессии и их останцов в Ганальском хребте свидетельствует об общей относительной амплитуде вертикальных движений за средний плейстоцен-голоцен примерно в 800—1000 м. В настоящее время северный участок Ганальского хребта — типичное вулканогенно-тектоническое поднятие. Основание его, до высоты 1000—1200 м над уровнем моря, сложено преимущественно меловыми породами, а вершинная часть — вулканогенными толщами верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена. Максимальные абсолютные отметки хребта достигают здесь более 2000 м. Таким образом, за счет вулканической аккумуляции отмечается общий прирост высоты хребта не менее чем на 800 м, т. е. примерно на половину его современной относительной высоты над дном Центрально-Камчатской депрессии.

Одновременно с развитием горста Ганальского хребта образуются структуры второго порядка: грабены рек Средней Авачи и Ковычи, поднятие Авачинского хребта (водораздел Средней илевой Авачи).

Грабен р. Средней Авачи начинает формироваться в конце нижнего — начале среднего плейстоцена. Он имеет четко меридиональное простирание. На востоке грабен граничит по серии сбросов с горстом Ганальского хребта, на западе, также по расколам типа сбросов, с поднятием Авачинского хребта. Заложение его в нижне-среднечетвертичное время доказывается по смещению раннеплейстоценовых лавовых покровов, зафиксированных как в пределах поднятий, так и в самом грабене. После этапа интенсивных тектонических подвижек в пределах грабена в верхнем плейстоцене и в голоцене проявляется вулканизм. За это время формируется крупный андезитодацитовый вулкан Бакенинг и более мелкие вулканы в виде отдельных дацитовых и базальтовых конусов и экструзивных куполов.

Авачинский хребет является вулканогенно-тектоническим поднятием. Он почти нацело сложен нижнеплиоценовыми дацитами и базальтами, а также интрузиями диоритов и гранодиоритов, генетически с ними связанными. В цоколе хребта на сочленении с грабеном местами обнажается сложно дислоцированная хозгонская серия верхнего мела. На

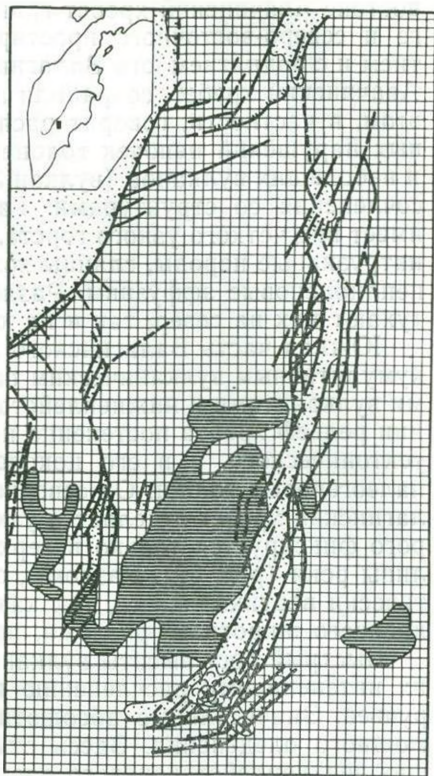


Рис. 39. Схема разломов грабена р. Ковычи (по В. А. Леглеру)

Условные обозначения те же, что на рис. 38

востоке Авачинский хребет граничит по серии разломов меридионального и северо-восточного простирания с Налычевско-Китхойским поднятием и с поднятием юга Валагинского хребта. Разломы, ограничивающие Авачинский хребет, сохранили активность вплоть до конца голоцена. Об этом, в частности, говорит расположение по простиранию этих разрывных нарушений цепочек голоценовых базальтовых одноактных конусов и небольших вулканов (вулкан Заварицкого). На крайнем севере, в зоне сочленения со структурами Ганальского хребта, Авачинский хребет имеет вид четкого узкого горста, в строении которого принимают участие интрузивные породы, сланцы хозгонской серии и деформированные нижнеплиоценовые эффузивы. Разломы, ограничивающие горст, быстро затухают как на север, так и на юг.

Южная часть Валагинского хребта является сейчас существенно аккумулятивным вулканическим поднятием, сложенным нижнеплиоценовыми вулканитами и нижнеплейстоценовыми лавами. В северном направлении рельеф хребта постепенно начинает принимать черты денудационно-тектонического, а в его цоколе вскрываются кремнисто-карбонатные палеогеновые толщи. От северной части горста Ганальского хребта Валагинский хребет отделяется узким грабеном р. Ковычи, структура которого фиксируется только в верхней части меридионального участка долины реки (рис. 39). Разломы, ограничивающие грабен, являются практически вертикальными, так как по ним не происходит смещения более древнего широтного разлома, пересекающего долину р. Ковычи.

Быстрый рост высоты вулканогенно-тектонических поднятий привел к их интенсивному расчленению и формированию глубоких долин рек и ручьев. Значительные абсолютные отметки способствовали развитию мощного оледенения. Здесь отмечаются по крайней мере следы двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, хотя не исключено, что Ганальский хребет являлся центром и среднеплейстоценового оледенения.

Начикинская поперечная зона

Начикинская поперечная зона — сводово-горстовое поднятие, протянувшееся от восточного побережья Камчатки до грабена рек Быстрая-Плотникова отделяющего эту зону от Срединного хребта.

Большая часть зоны представляет собой систему вулканогенно-тектонических хребтов, сложенных породами плиоцен-нижнечетвертичного времени и преобразованных более поздними процессами тектонического поднятия и эрозии. На этом фоне выделяется ряд тектонических горстов, сложенных дислоцированными комплексами пород олигоцен-миоцена. Крупнейший из них горст так называемого Южно-Быстринского хребта между р. Паратункой и депрессией оз. Начикинского. В плане он имеет форму клина, обращенного острым концом на юг. Клиновидная форма блока обусловлена ограничивающими его разломами северо-западного, меридионального и северо-восточного простирания (рис. 40). Более мелкие блоки такого же рода отмечены по левобережью р. Больше-Банной и в других местах.

Аккумулятивные вулканические формы средне-верхнеплейстоцен-голоценового времени здесь единичны и представлены группами базальтовых шлаковых конусов и экструзивными дацит-липаритовыми куполами. Характерно развитие флювиальных равнин в крупных линейных грабенах рек Паратунки и Быстрой, оз. Начикинского и в грабене северо-западного простирания, расположенном близ северной границы блока.

История развития рассматриваемой поперечной зоны существенно иная, чем Тумрокско-Никольской и Налычевско-Ганальской зон. Она сформировалась на южном обрамлении жесткой Z-образной глыбы Центральной Камчатки. В этом смысле ее нынешнее северо-западное простирание было predetermined древним структурным планом. Переработка

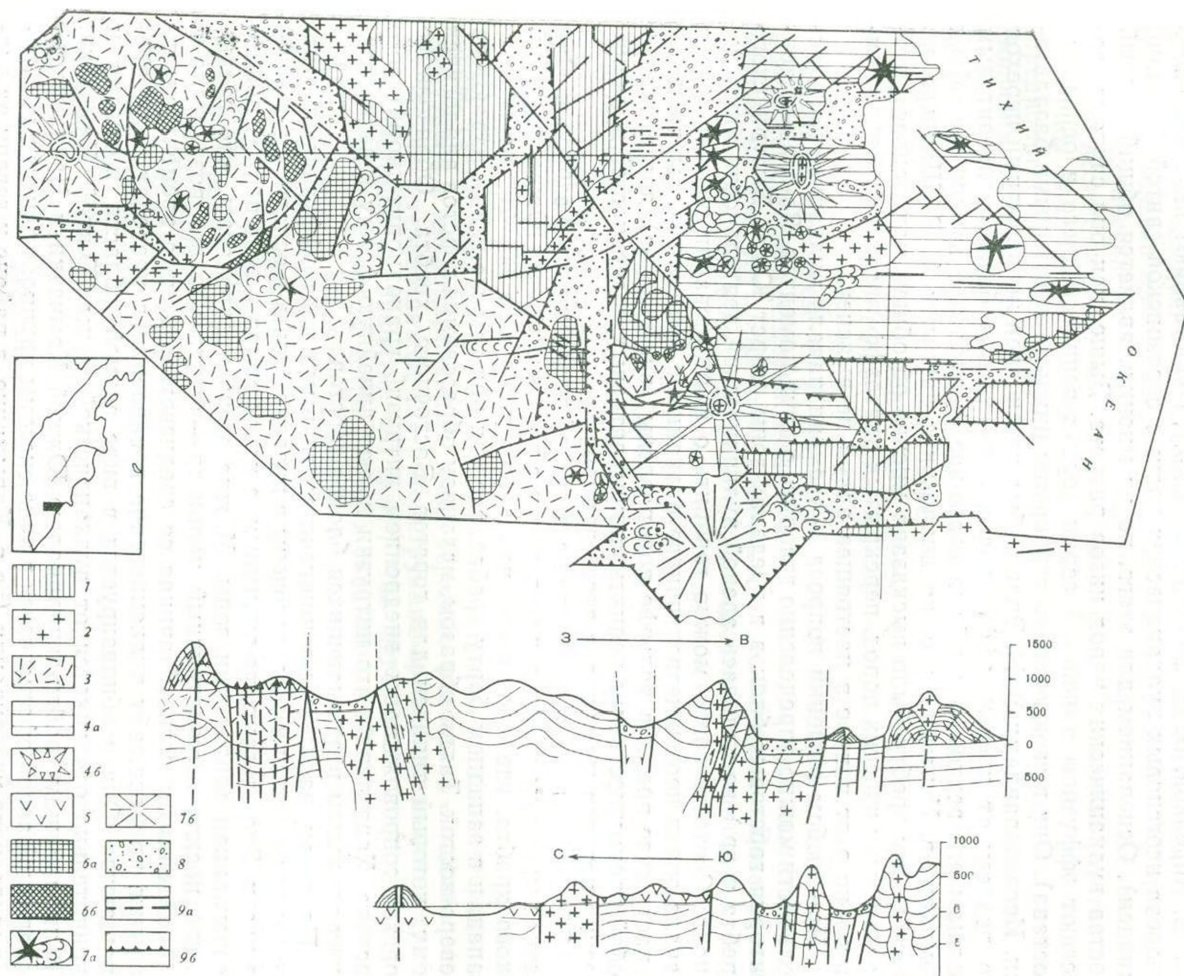


Рис. 40. Геологическая схема Нанчикинской поперечной зоны дислокаций

- 1 — дислоцированные терригенные и вулканогенные отложения вилучинской и паратунской свит ($Pg-N_1$);
- 2 — интрузии гранодиоритов;
- 3 — комплекс кислых пирокластических пород (низы тумрокского комплекса — N_2);
- 4 — базальт-андезитовые вулканические породы верхов тумрокского комплекса (N_2): а) поле развития пород этого комплекса, б) реконструированные постройки крупных вулканов центрального типа;
- 5 — плато-эффузивы преимущественно базальтового состава (Q_1);
- 6 — экструзивные купола среднеплейстоценового (?) возраста: а) дацит-липаритового состава, б) андезитового и андезит-дацитового состава;
- 7 — базальты верхнего плейстоцена и голоцена: а) мелкие лавовые вулканы, шлаковые конуса и связанные с ними лавовые потоки, б) крупный существенно пирокластический стратовулкан Вилучинская сопка;
- 8 — рыхлые четвертичные отложения;
- 9 — разломы: а) с установленными крупными вертикальными смещениями, б) прочие зоны разломов — достоверно прослеженных и предполагаемых

этой части жесткого блока верхнепалеогеновыми движениями привела к развитию здесь терригенных (на западе терригенно-вулканогенных) толщ вилючинской и паратунской свит. Образование их происходило в условиях глубоководного трога — возможного аналога современного Курило-Камчатского желоба.

Формирование наземного рельефа и заложение основных современных структурных элементов зоны относится к среднему миоцену (возможно, к плиоцену). С этого времени территория зоны, предварительно испытавшая общее поднятие, становится ареной мощной вулканической деятельности. Вулканические проявления, локализовавшиеся здесь, — прямое продолжение неогеновой вулканической зоны Южной Камчатки, имевшей общее северо-восточное простирание.

Мнения разных исследователей о времени начала вулканизма этой эпохи расходятся. Геологи, проводившие здесь геологическую съемку (С. Е. Апрельков, В. Н. Бондаренко и др.), сопоставляют нижнюю часть разреза неогеновых вулканических толщ с березовской свитой (средний миоцен). Основанием для этого, по их мнению, является общий кислый состав вулканических пород низов разреза. Выше, как они считают, залегают эффузивы алнейской серии (существенно среднего и основного состава). Они в свою очередь перекрыты нижнечетвертичными базальтами. Исследованиями Э. Н. Эрлиха был установлен непрерывный переход по разрезу от кислых эффузивов к существенно базальт-андезитовым толщам его верхов, а местами взаимное фациальное замещение обоих комплексов. Учитывая это, по аналогии с данными А. Е. Шанцера по Восточному хребту было высказано мнение об общем плиоценовом возрасте вулканических пород, перекрытых платозэффузивами. Однако окончательно этот вопрос в настоящее время не выяснен.

При любом решении вопроса о времени начала вулканической деятельности можно определенно говорить о двух моментах. Во-первых, территория горстовых блоков в пределах зоны (горст Южно-Быстринского хребта и др.) не являлась ареной вулканической деятельности этого периода. Соответственно можно говорить о формировании горстов уже в начале эпохи неоген-четвертичного вулканизма. Во-вторых, выраженные в настоящее время в рельефе водоразделы (вне горстов) представляют собой преимущественно реликты аккумулятивных поверхностей вулканических потоков и покровов этого времени.

Образование горстов связано с системой разломов типа взбросов. Они четко выражены в виде зон милонитов в восточном борту Южно-Быстринского хребта, где сместители наклонены под углом 60—70° на северо-запад, и в западном борту хребта, где они под тем же углом падают на северо-восток. Таким образом, механизм образования горстов аналогичен тому, который типичен для горстов Восточного хребта. Образование горстов сопровождалось внедрением интрузий гранодиорит-диоритового состава. Характерно, что интрузии имеют линейную форму и четко следуют границам воздымающихся блоков горстов.

Площади, занимаемые нижнечетвертичными платозэффузивами относительно невелики и сосредоточены в пределах зоны, в основном в южной ее части. Это связано, по-видимому, с начавшимся в этот период общим воздыманием территории зоны. Можно лишь предполагать, что воздымание носило асимметричный характер — амплитуда его возрастала в направлении на север. Начиная со среднечетвертичного времени значительные по масштабу вулканические проявления в пределах зоны прекращаются. Она стабилизируется в виде единой области поднятия и окончательно отчленяется от вулканической зоны Южной Камчатки. Граница между грабен-синклиналью Южной Камчатки и Начикинской поперечной зоной оформляется в виде системы крупноамплитудных сбросов широтного простиранья (по р. Карымчине, в районе к северу от вулкана Вилючинского и т. д.).

Поднятие в среднем плейстоцене происходило неравномерно в разных частях территории. Максимальная его амплитуда достигалась в пределах все тех же горстовых блоков, а также вдоль Восточного побережья Камчатки. В последнем районе дислоцированные толщи в настоящее время подняты местами до высоты 300—400 м. В направлении на запад они опускаются, так что в восточном борту р. Паратунки они обнажаются лишь в урезах рек. К западу от депрессии оз. Начикинского толщи эти не вскрыты эрозией (за исключением упомянутых небольших горстовых блоков).

Вулканизм среднеплейстоценового-голоценового времени проявился в формировании не связанных с каким-либо определенным центром (т. е. ареальных) экструзивных дацит-липаритовых куполов (сопка Горячая в долине р. Паратунки, г. Бабий Камень, экструзии района Больших Банных ключей и т. д.), а также шлаковых конусов и одноактных лавовых базальтовых вулканов. Положение отдельных центров контролируется трещинными зонами широтного и северо-восточного (45°) простираения. Вулканические проявления локализуются в основном в районах проявления неоген-нижнечетвертичного вулканизма. В пределах горстов они единичны (экструзия Бабий Камень и несколько более мелких куполов). Предполагается существование крупной кольцевой структуры в районе Больших Банных ключей. Вулканизм здесь унаследованно развивался начиная по крайней мере с верхнего плиоцена (Эрлих, Трухин, 1969). Некоторое увеличение масштабов новейшего вулканизма отмечается на юге зоны в связи с разломами северо-восточного (45°) простираения, протягивающимися из вулканического пояса грабен-синклинали Южной Камчатки (район Шиковой тундры к югу от Больше-Банных ключей).

Наиболее молодые кислые экструзии района датируются среднеплейстоценовым временем. С. Е. Апрельков и В. Н. Бондаренко относили их к верхам плиоцена. Однако позднее Э. Н. Эрлихом было показано, что многие из них рвут нижнечетвертичные плато-базальты. Базальтовый же вулканизм продолжался вплоть до голоцена включительно, хотя масштабы его с течением времени все более уменьшались.

Неравномерный подъем территории зоны в новейшее время и, в частности, резко повышенная скорость подъема горстовых блоков привели к образованию системы линейных грабенов. Крупнейшие из них расположены по периферии горста Южно-Быстринского хребта (грабен р. Паратунки вдоль восточной границы горста и грабен депрессии Начикинского озера вдоль западной его границы) и в его осевой части (грабен р. Быстрой). Грабены р. Паратунки и депрессии Начикинского озера расположены, таким образом, по границам поля развития неоген-четвертичных эффузивов и дислоцированных толщ верхнего палеогена — низов неогена. Исключительно важен для реконструкции времени заложения грабенов и истории их развития тот факт, что детальные гравимагнитные исследования и частая сетка буровых скважин не обнаружили в фундаменте грабена р. Паратунки неоген-четвертичных вулканических пород. Вероятно, время образования грабенов относится к периоду после формирования нижнечетвертичных вулканических плато.

Грабены обрамлены сбросами, плоскость сместителя которых наклонена в сторону от грабена под углом 60° . Такие сбросы рассекают систему древних взбросов, следующих вдоль границы горста. Это позволяет говорить об образовании грабенов в результате релаксации напряжений, возникших при выжимании горстовых блоков по клиновым системам разломов. Разломы ограничения грабенов рассечены системой секущих сбросо-сдвигов. Горизонтальные смещения по ним имеют правосторонний характер. Вертикальные смещения шарнирны: одно и то же крыло разлома испытывает резкий подъем в хребте и резкое опускание в пределах грабена. Таким образом, «выжимание» горстов по разломам в новейшее время продолжается. Но оно осуществляется не по граничным взбросам,

а по кососекущим шарнирным взбросо-сдвигам. Общая схема истории развития структуры изображена на рис. 40.

Важно отметить также различный возраст наиболее молодых движений по разломам ограничения грабенов в разных участках одной и той же структуры. Так, в южной части Паратунского грабена разломы ограничения имеют голоценовый возраст. В средней его части разломы смещают морены верхнечетвертичного оледенения, но перекрыты голоценовыми отложениями. В северной же части Паратунского грабена верхнечетвертичные морены прилегают к горным сооружениям, перекрывая разлом. Это свидетельствует о возможности развития (и отмирания) грабенов по простиранию.

Грабены заполнены ледниковыми и флювиальными отложениями. Мощность рыхлых отложений в грабене р. Паратунки составляет 150—250 м. Общую амплитуду вертикальных перемещений на крыльях разломов ограничений грабенов можно оценить в 500—1000 м.

Активные сбросовые и сбросово-сдвиговые движения происходят в верхнечетвертичное и голоценовое время также непосредственно близ восточного побережья. С этими движениями связано, в частности, образование опущенного блока Авачинской губы, линейных грабенов бухт Вилючинской, Саранной и др.

Подъем основной части территории Начикинской зоны в новейшее время носил характер сводового изгибания. Ось свода вытянута в общем северо-западном направлении.

Периферические участки грабен-синклиналей

Стабилизированные и поднимающиеся блоки на периферии грабен-синклинальных поясов также представляют собой своеобразную форму аккумулятивно-тектонических поднятий. В современном рельефе такие блоки выражены в виде фрагментов вулканических плато, сложенных нижнечетвертичными платобазальтами. Базальты эти могут залегать как на верхнеогеновых вулканических породах ранних стадий развития грабен-синклиналей, так и непосредственно на дислоцированных комплексах пород довулканического фундамента. Последнее наблюдается, однако, реже. Они всегда располагаются вдоль границ современных вулканических поясов, отделяя их от смежных горст-антиклинальных поднятий. Зачастую отмечается совпадение абсолютных отметок поверхности плато поднятых блоков и водоразделов эрозионно-тектонического рельефа горст-антиклиналей. Проявления вулканизма моложе, чем нижнечетвертичный, здесь обычно отсутствуют.

Примером таких стабилизированных блоков могут служить хр. Железнодорожный, плато в верховьях р. Верхний Стан, блоки вдоль восточного борта грабен-синклинали Южной Камчатки и т. д. Близки к подобным структурам также блоки типа Хапичинского дола на юго-восточном обрамлении Ключевской группы. Однако поскольку дислоцированный довулканический фундамент здесь не обнажается, Хапичинский дол и сходные с ним структуры отнесены нами к грабен-синклинали. Таким образом, граница между такими стабилизированными блоками и крайними частями грабен-синклиналей зачастую достаточно условна.

Можно говорить о двух этапах развития такого рода структур:

1. Общее погружение и соответствующий ему по времени вулканизм, когда блоки такого рода были частью грабен-синклинальных систем.

2. Прекращение вулканизма, консолидация блоков со смежными горст-антиклиналями и соответственно общее их воздымание.

Отметки выходов кровли дислоцированного фундамента таких блоков обычно составляют +200—+400 м. В смежных же грабен-синклиналях фундамент погружен ниже уровня эрозионного вреза (т. е. обычно ниже

+200—0 м). Это может служить косвенным показателем амплитуды вздымания блоков на втором этапе их развития.

Типичным примером такого рода структур является район грабен-синклинали Восточной Камчатки к северу и северо-западу от п-ова Кроноцкого — хр. Чажминский и примыкающие к нему участки. Фундамент хребта сложен дислоцированными олигоцен-миоценовыми породами, а верхние части — толщей плиоцен-нижнеплейстоценовых вулканогенных пород, характеризующимися первичными элементами залегания. Вулканогенная толща имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя часть ее сложена туфами и игнимбритами, связанными с мощной вспышкой кислого вулканизма в плиоцене, а верхняя — лавами ареальных базальтовых и андезитобазальтовых излияний, имеющих главным образом нижнеплейстоценовый возраст. Суммарная мощность вулканогенных образований колеблется от 100 до 400 м.

Установлено, что кислые туфы и игнимбиты ложатся в большинстве случаев непосредственно на выровненную поверхность, срезающую дислоцированные палеоген-миоценовые отложения багачевской и тюшевской серий и реже грубообломочные осадочные толщи верхней части более молодой кавранской серии. Погребенная выровненная поверхность отличается небольшим размахом высот (не более 50—100 м) и имеет общий наклон в южном и юго-западном направлении. В соответствии с этим ее высота уменьшается от 1200—1300 м (бассейн верхнего течения р. Малая Чажма) до 0 (район устья р. Медвежьей на северном побережье Кроноцкого залива). По данным бурения, в низовьях р. Кроноцкой, подошва отложений тюшевской серии находится на 500 м ниже уровня моря. Таким образом, зафиксированная в настоящее время величина деформации этой поверхности составляет около 1700—1800 м. Однако наблюдающийся сейчас наклон и резкое изменение ее высоты не являются первичными, так как она образована, по-видимому, серией абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас и перед накоплением туфов и игнимбритов представляла собой относительно слабо поднятую над морем террасированную равнину, подобную современной равнине Западной Камчатки. Во время мощного проявления вулканизма смешанного типа в плиоцене и позднее выровненная поверхность испытала, вероятно, неравномерное поднятие. Однако на ряде участков (северное побережье Кроноцкого залива) она была опущена ниже уровня моря.

В самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене в рассматриваемом районе имела место интенсивная вулканическая деятельность ареального типа. Базальты и андезитобазальты ареальных излияний погребли практически сплошным покровом все более древние образования. Вместе с современным Кроноцким полуостровом данный участок испытал в это время общее опускание. Общая амплитуда опускания составляла для северного побережья около 500 м по сравнению с периодом наиболее высокого стояния суши в верхнем плиоцене. В других местах величина опускания была, по-видимому, несколько меньшей.

В начале среднего плейстоцена начался новый этап дифференцированных поднятий. Судя по высоте тылового шва наиболее древней из среднеплейстоценовых террас, средняя скорость тектонического поднятия изменялась здесь от 1,5—1,6 мм/год (район юго-восточного окончания хр. Железнодорожного) до 2,3—2,4 мм/год (верховья р. Малой Чажмы). Соответственно общая величина поднятия за средний плейстоцен-голоцен (315—0 тыс. лет назад) составила для этих участков около 480—500 и 730—750 м.

В конце среднего плейстоцена максимальные превышения рассматриваемого участка над уровнем моря достигали 800—1000 м. Поэтому, вполне вероятно, что здесь могли быть центры оледенения. В связи с наличием обширных поднятых участков вулканических плато возможно даже допустить существование небольших ледниковых покровов.

К сожалению, никаких следов ледниковой деятельности среднего плейстоцена не сохранилось. В I фазу верхнеплейстоценового оледенения здесь было оледенение полупокровного типа. На левобережье р. Богачевки вулканическое плато сплошь покрыто мощным покровом льда, от которого во все стороны отходили крупные долинные ледники. Во II фазу картина оледенения в общем была сходной. Однако в целом масштаб оледенения был значительно меньшим. В настоящее время абсолютные отметки имеющихся здесь хребтов колеблются от 600—700 до 1300—1400 м. В связи с тем что мощность вулканогенных толщ не превышает 350—400 м, можно полагать, что основная роль в формировании горного рельефа в течение новейшего геоморфологического периода принадлежала тектоническим движениям. Однако относительное участие этих эндогенных факторов в формировании рельефа не было одинаковым в течение новейшего периода. В верхнем плиоцене — раннем плейстоцене это участие было примерно равным, и только начиная со среднего плейстоцена, когда вулканизм прекратился, решающая роль перешла к тектоническим движениям.

В настоящее время тектоническое поднятие района продолжается, о чем свидетельствует наличие в долинах рек цокольных террас голоценового возраста. По-видимому, сохраняется и темп поднятий.

Характерно, что в современной структуре разломы между блоками описываемого типа и грабен-синклиналями, как правило, хорошо выражены в рельефе. Разломы же между такими блоками и смежными поясами горст-антиклинальных поднятий отмерли в нижнечетвертичное (или даже плиоценовое время) и залечены. Этот последний факт, наряду с упомянутым выше совпадением вершины плато в таких блоках и уровней водоразделов хребтов, возможно, свидетельствует о том, что стабилизация блоков и прекращение вулканизма в их пределах наступают тогда, когда уровень аккумулятивных вулканических толщ достигает высоты смежных хребтов.

В целом можно говорить о наличии ряда структур характеризующихся последовательным возрастанием амплитуды поднятия и уменьшением масштабов вулканизма: грабен-синклинали — стабилизированные блоки на их обрамлении, аккумулятивно-тектонические поднятия — горст-антиклинали. Крайние члены этого ряда имеют либо чисто аккумулятивный вулканический рельеф (в зонах прогибания), либо чисто эрозионно-тектонический (в зонах поднятия). Промежуточные члены ряда в рельефе выражены аккумулятивными формами в разной мере вовлеченными в чисто тектоническое поднятие и соответственно в различной степени переработанными эрозией.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГОРЫ И РАВНИНЫ

Районы аккумулятивного вулканического рельефа на полуострове приурочены в настоящее время к участкам интенсивных четвертичных прогибаний — грабен-синклиналям Восточной и Южной Камчатки, Центрально-Камчатской депрессии и Срединного хребта Камчатки. В отличие от рассмотренных в предыдущей главе вулканогенно-тектонических поднятий, где вулканизм проявился главным образом в плиоцене и в меньшей степени в раннечетвертичное время, в современных грабен-синклиналях вулканические образования имеют преимущественно четвертичный возраст, а большинство их сформировано даже во второй половине четвертичного периода.

Соотношение структуры и современного рельефа в пределах грабен-синклиналей не прямое, а обратное: в настоящее время грабен-синклинали представляют собой не депрессии, как это следовало бы ожидать, а настоящие горные районы. Однако горный рельеф, в отличие от других участков, обязан здесь своим возникновением не восходящим тек-

тоническим движениям, а связан с мощным развитием вулканической аккумуляции. Практически мы имеем дело с перекомпенсированными прогибами, в пределах которых в процессе плиоцен-четвертичного вулканизма были сформированы обширные вулканические нагорья.

Главными рельефообразующими факторами в этих районах на всех этапах формирования современной морфоструктуры была вулканическая аккумуляция и процессы вулкано-тектоники. Разнообразие типов вулканических проявлений и изменение их характера во времени обусловили разнообразие и закономерную смену форм вулканического рельефа. Вследствие этого история развития рельефа вулканических районов зависит в первую очередь от эволюции вулканизма, предопределившего основные черты строения современного рельефа. Экзогенные факторы, такие, как эрозия, ледниковые процессы, лишь моделировали рельеф, причем часто результат их воздействия сводился на нет продолжавшейся вулканической деятельностью.

Восточная Камчатка

Для большей части Восточно-Камчатской грабен-синклинали за исключением периферических ее частей, втянутых в поднятие и вступивших в фазу интенсивной переработки экзогенными процессами, характерен аккумулятивный вулканический рельеф. Район развития вулканического рельефа вытянут вдоль берега океана и включает наиболее крупные вулканические сооружения Восточной зоны: Гамченский ряд вулканов на севере, Кроноцкую сопку, вулканы Таунищ, Унану, Крашенинникова, комплексы вулканических сооружений Узона, Большого и Малого Семячика, вулкана Карымского, Жупановской группы вулканов и расположенной несколько южнее Авачинской группы вулканов, отделенной от более северной непрерывной полосы вулканического рельефа так называемым Налычевским поднятием.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф Восточной вулканической зоны приурочен к той части Восточно-Камчатской грабен-синклинали, для которой характерно резко опущенное положение дислоцированных комплексов дочетвертичного фундамента. Если в пределах смежных с грабен-синклиналью горст-антиклинальных поясах они располагаются на абсолютных отметках 1200—1500 м, то в пределах этой части структуры породы основания погружены ниже уровня вреза современной гидросети. Учитывая эту разницу в современных отметках выходов кровли дочетвертичных дислоцированных комплексов в пределах грабен-синклинали и смежных с ней структур, общий размах движений может быть оценен по крайней мере в 1500 м. При этом вполне вероятно, что реально он в 1,5—2 раза выше этой величины. Ширина грабен-синклинали составляет 50—60 км, длина ее 350 км. Таким образом, размеры структуры имеют тот же порядок, что и размеры смежных горст-антиклинальных поднятий. Этим она резко отличается от нормальных рифтовых зон, ширина которых несопоставимо мала сравнительно с размерами свода, на фоне которого они образуются. На западе грабен-синклиналь граничит с горст-антиклинальным поднятием Восточного хребта Камчатки. К востоку от центрального (Карымско-Узонского) участка горст-антиклинальная зона отсутствует и выполняющие грабен-синклиналь толщи непосредственно подходят к океану, в то время как смежные с севера и юга Кроноцко-Гамченский и Авачинско-Жупановский участки на востоке ограничены горстовыми поднятиями Кроноцкого и Шипунского полуостровов.

Грабен-синклиналь выполнена плиоцен-четвертичными эффузивно-пирокластическими толщами, кровля которых образует в современном рельефе плоскую платообразную поверхность с абсолютными высотами 700—1000 м. Движения по разломам, секущим это плато, имеют незна-

чительную амплитуду вертикальных перемещений (первые десятки, редко 100—150 м). Можно, таким образом, заключить, что основные движения, сформировавшие структуру, происходили параллельно с образованием заполнивших ее толщ или были более ранними. Последующая эпоха вплоть до настоящего времени характеризуется относительно спокойным режимом внутри грабен-синклинали. Сочленение грабен-синклинали со смежными зонами поднятий происходит по системе крупно-амплитудных сбросов, вернее сбрососдвигов. Однако разломы эти на значительных участках перекрыты нижнечетвертичными базальтами, скрывающими подножия горных систем Восточного хребта и полуостровов восточного побережья. Это определенно указывает на то, что основные движения по разломам происходили в начальный период образования структуры.

В пределах грабен-синклинали в процессе четвертичного вулканизма возникло обширное вулканическое нагорье с четко выраженным двухъярусным строением рельефа. Нижний ярус включает находящиеся на разных гипсометрических отметках (от 0 до 1000 м) плато и равнины лавовых и пирокластических покровов. В состав верхнего яруса входят поднимающиеся над ними различные по высоте, морфологии и возрасту положительные формы вулканического рельефа: стратовулканы, щитовые вулканы, шлаковые конусы, экструзивные куполы и т. д. В отличие от обычных горных областей, где равнины, как правило, имеют незначительное развитие, в вулканических районах восточной зоны площадь равнин нижнего яруса составляет не менее половины общей площади вулканической зоны. Конусы вулканов располагаются либо на поверхности вулканических плато и равнин, либо приурочены к крупным вулcano-тектоническим депрессиям, являющимся одним из важнейших элементов рельефа вулканического нагорья в средней части вулканической зоны, на Карымско-Узонском ее участке.

По особенностям тектонического строения, характеру вулканизма и истории формирования рельефа в пределах Восточно-Камчатской грабен-синклинали отчетливо выделяются три участка: 1) Кроноцко-Гамченский — северный, 2) Карымско-Узонский — центральный и 3) Авачинско-Жупановский — южный.

Кроноцко-Гамченский участок

Северный, т. е. Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали протягивается от р. Кроноцкой на юге до г. Тумрок на севере. Длина его более 100 км, ширина 25 км. На востоке структура ограничена поднятием дочетвертичного фундамента, занимающим всю площадь Кроноцкого полуострова. Породы палеогена и неогена здесь выведены на абсолютные отметки 1100—1200 м. На границе поднятия с грабен-синклиналью расположен узкий грабен р. Богачевки. К долине р. Богачевки поверхность фундамента понижается до 400—500 м, на ней залегают нижнечетвертичные лавы плато, образующие хр. Железнодорожный. На западе этот участок грабен-синклинали ограничен горст-антиклинорием Восточного хребта. Хотя непосредственно разлом на границе между обеими структурами не наблюдается, резкий перепад высоты положения кровли дочетвертичного фундамента (от 1000—1500 м на водоразделах северной части Валагинского хребта до менее 600 м в западной части грабен-синклинали при расстоянии между точками с минимальной и максимальной высотой всего 10 км) заставляет предполагать наличие здесь крупного нарушения, перекрытого четвертичными лавами и рыхлыми отложениями.

Важно отметить, что в состав западного и восточного обрамления структуры входят также участки распространения плиоцен-нижнечетвертичных отложений (хребты Тумрок и Железнодорожный), захваченные

молодым поднятием. В отличие от этих участков обрамления, испытавших воздымание во второй половине четвертичного времени, осевая часть грабен-синклинали частично сохранилась как стабильная, отставшая в поднятии территории (севернее г. Шмидта), частично же (южнее г. Шмидта) оказалась областью четвертичного прогибания. В обоих случаях осевая зона была ареной мощного проявления средне-верхнечетвертичного вулканизма, сыгравшего ведущую роль в формировании современного рельефа.

Южной границей рассматриваемого участка служит зона разлома северо-западного простирания, идущая вдоль правого берега р. Кроноцкой. В современной структуре эта зона выражена в виде крупноамплитудного сброса, обрывающего лавы древней докальдерной постройки вулкана Крашенинникова, вследствие чего к северо-востоку от сброса они погружены ниже эрозионного среза. По этим данным, амплитуду движений по сбросу в верхнечетвертичное-голоценовое время можно определить в 100—200 м. Можно говорить, однако, что ныне наблюдаемый сброс — отражение долгоживущей зоны глубинного разлома, которая с одной стороны трассируется в Валагинском хребте, а с другой образует юго-западное ограничение Кроноцкого полуострова.

В геоморфологическом отношении Кроноцко-Гамченский участок грабен-синклинали устроен сравнительно просто (рис. 41): над пьедесталом, образованным нижнечетвертичными лавовыми плато, поднимаются конусы стратовулканов и щитовых вулканов разного возраста и сохранности, окруженные полями лавовых потоков и ледниковых отложений. Обращает внимание отсутствие форм рельефа, связанных с широким проявлением кислого вулканизма. В северной части участка вулканы обнаруживают тенденцию к группировке в линейно-вытянутые ряды. Они образуют два четких ряда меридионального простирания. Западный следует вдоль границы с горст-антиклинорием Восточного хребта, восточный группируется вдоль осевой части структуры. Вулканы этого ряда, начинающиеся на юге г. Шмидта и оканчивающиеся на севере г. Шпиль, образовали, слившись между собой, вулканический хребет из наложенных друг на друга разновозрастных вулканических построек (рис. 42).

Большую роль в строении Кроноцко-Гамченского участка играют поперечные разломы. Так, к югу от относительно поднятого блока вулкана Шмидта располагается опущенный блок Кроноцкой сопки. Северное ограничение блока можно провести по тектоническим уступам в пологом склоне вулкана Шмидта, которые прослеживаются между ним и вулканом Кроноцким (резкая граница между древними лавами вулкана Шмидта и молодыми потоками Кроноцкой сопки). Южная граница блока фиксируется разломом, проходящим по р. Кроноцкой и ограничивающим рассматриваемый район на юге. В пределах депрессии, заключенной между поперечными разломами, располагается массив Кроноцкой сопки. Для него характерно четко выраженное разделение на собственно конус вулкана и область его подножия, служившую ареной аккумуляции вулканогенных, ледниковых и водных отложений. В этом смысле строение участка очень сходно со строением Авачинской и Ключевской групп вулканов, также приуроченных к областям новейшего прогибания.

Первый этап формирования рельефа рассматриваемого района связан с образованием так называемого комплекса платоэффузивов Камчатки и крупных щитовых вулканов. Туфогенно-лавовые отложения, огносимые к плиоцену, не образуют выраженных в рельефе построек и вскрываются в глубоком врезе р. Богачевки, а также в северной части хр. Гамчен.

Лавы плато, при общем сходстве их состава (базальты и андезитобазальты), представляют собой генетически разнородные образования.

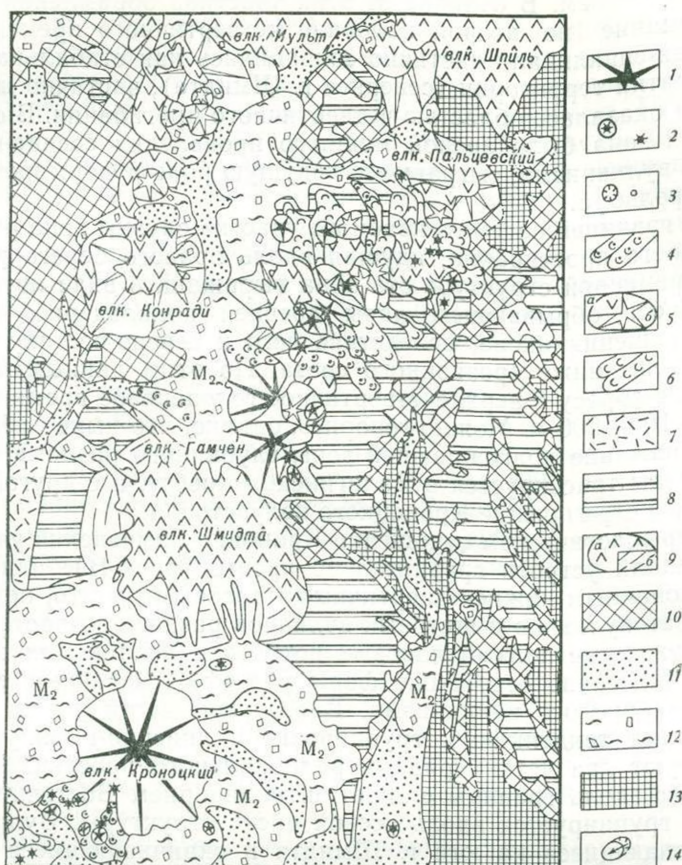


Рис. 41. Геоморфологическая схема Кронцоко-Гамченского участка

1 — хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднелайстоцен-голоценового возраста; 2 — шлаковые и лавовые конуса позднелайстоцен-голоценового возраста; 3 — кратеры и маары, выраженные и не выраженные в масштабе схемы; 4 — лавовые потоки и лавовые равнины позднелайстоцен-голоценового возраста; 5 — в разной степени разрушенные средне-верхнелайстоценные стратовулканы: а) разрушенные участки конусов, б) сохранившиеся; 6 — лавовые потоки и равнины средне-верхнелайстоценного возраста; 7 — игнибрированные покровы; 8 — лавовые плато; 9 — сильно разрушенные цитообразные вулканы: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные; 10 — участки развития вулканогенно-тектонического рельефа; 11 — аккумулятивные равнины позднелайстоцен-голоценового возраста; 12 — морены II фазы верхнелайстоценного оледенения; 13 — участки денудационно-тектонического рельефа; 14 — сейсмостектонические обвалы и оползни

С одной стороны, это остатки поднятых и расчлененных лавовых равнин, связанных с проявлением древнего ареального вулканизма. Таковы однородные участки лавовых плато в основании вулканов Гамченского ряда и лавы хр. Железнодорожного. Первоначально они были сформированы как обширные лавовые равнины, превратившиеся к настоящему времени в столовые возвышенности, ограниченные крутыми уступами. Поверхность платообразных участков обычно ровная или очень слабо-наклонная; наклон, как правило, совпадает с падением слагающих плато лавовых потоков, т. е. поверхность является структурной. Нередко она имеет ступенчатый характер, что связано с последующей препарировкой отдельных лавовых потоков. Некоторые уступы имеют тектоническое происхождение, амплитуда сбросов колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Сложены плато наслаивающимися друг на друга потоками андезитобазальтовых и базальтовых лав, образующих толщи мощностью до 200 м (Федоренко, Скрипко, 1969). Первичный микрорельеф лавовых потоков полностью уничтожен. Участки

рассматриваемых лавовых плато не обнаруживают никакой связи с крупными вулканическими сооружениями того же возраста.

Другая часть лавовых плато, сохраняя в общем близкую морфологию, имеет иной генезис. Таковы наклонные участки лавовых плато, образующие подножие крупного щитового вулкана Шмидта. На аэрофотоснимках прекрасно видно, как поверхность лавового плато постепенно переходит в пологие склоны щитового вулкана. В этом случае нет никаких оснований связывать эти участки плато с трещинными или ареальными излияниями. Это просто сохранившиеся от разрушения части пологих склонов и лавовых равнин подножий крупных щитовых вулканов.

Щитовой вулкан Шмидта — одно из крупнейших доледниковых сооружений Камчатки. Первоначальная форма вулкана представляла собой пологий конус диаметром около 16 км со склонами крутизной до 10—15°. Учитывая пологое залегание слагающих его лав и брекчий, можно полагать, что изначальная высота вулкана составляла примерно 2000 м. К настоящему времени вулкан претерпел существенное преобразование под совокупным воздействием эрозионных и гляциальных процессов, в результате чего участки первичных склонов сохранились лишь в нижней части постройки. Привершинная часть вулкана оказалась полностью разрушенной, здесь возник эрозионно-ледниковый рельеф, который заменил первичный вулканический.

В лавах плато и низах разреза щитовых вулканов зафиксированы породы с обратной магнитной полярностью, что позволяет относить начало их излияний ко времени древнее 0,7 млн. лет. Сами щитовые вулканы и верхние части лавовых покровов формировались в раннем плейстоцене.

Важно отметить, что эффузивная вулканическая деятельность с образованием щитовых вулканов и лавовых покровов в раннем плейстоцене проявилась не только в рассматриваемой части грабен-синклинали, но и на прилегающих участках ее обрамления. Проявления плиоцен-раннеплейстоценового вулканизма были сосредоточены в пределах крупной отрицательной структуры северо-западного, почти широтного простирания, названной А. Е. Шанцером Тумрокско-Никольской зоной. Излияния лав происходили, по-видимому, в условиях, близких к теперешним условиям грабен-синклинали, при относительно стабильном тектоническом режиме и отсутствии резко дифференцированных движений по площади. В среднем плейстоцене, в эпоху резкой активизации восходящих тектонических движений, по расколам северо-восточного простирания произошла перестройка структурного плана Тумрокско-Никольской зоны и образовался ряд линейных структур северо-восточного и меридионального простирания, соответствующих современной морфологии рельефа. Это горстовое поднятие Асхачного увала, Шапинский грабен, односторонний горст хр. Тумрок, аккумулятивное поднятие хр. Гамчен, блоковое поднятие хребтов Железнодорожного и Чажминского.

В пределах поднятых блоков хр. Тумрок, хребтов Железнодорожного и Чажминского вулканизм завершился и под воздействием экзогенных факторов, преобразующих первичные вулканические образования, начал формироваться вулканогенно-денудационный рельеф. В то же время Кроноцко-Гамченский участок оформился в современных границах как область отставшего поднятия, в пределах которой продолжалась вулканическая деятельность.

Средне-верхнеплейстоценовый этап развития рельефа характеризовался возникновением существенно лавовых базальт-андезитобазальтовых стратовулканов (Федоренко, Скрипко, 1969). Вулканы этого возраста составляют целиком западный ряд построек, включающих вулканы Сокол, Иульт и Конради. В восточном ряду они образуют основание более молодых вулканов Гамченского ряда, насаженных на эти древние сооружения. Вулканические формы рассматриваемого этапа представ-



Рис. 42. Общий вид Гамченского вулканического хребта. Фото В. А. Подтабачного
На заднем плане правильный конус вулкана Кроноцкого

ляют собой достаточно правильные крутосклонные конусы, четко морфологически отделяющиеся от поверхности подстилающих их лав плато. При значительных высотах (1700—1900 м) они отличаются от щитовых вулканов меньшим диаметром основания, который составляет для них 6—9 км. Все вулканы подверглись обработке верхнеплейстоценовыми ледниками и несут на себе хорошо выраженные скульптурные ледниковые формы. Привершинные части их нередко разрушены, однако конусы сохранили, в отличие от щитовых вулканов, значительные участки первичных склонов не только в нижней, но и в средней части постройки.

Конец верхнего плейстоцена — голоцен характеризуется продолжением базальтового вулканизма, сопровождавшегося формированием конусов существенно пирокластических стратовулканов, а также шлаковых и лавовых конусов их подножий. В это время вулканизм в пределах западного ряда заканчивается и сосредоточивается в восточном ряду вулканов, где образуются стратовулканы Северный и Южный Гамчен, Комарова, Колхозный, Гаврилова и др. Стратовулканы этого этапа представляют собой прекрасно сохранившиеся вулканические конусы, иногда расчлененные барранкосами, причем степень этого расчленения зависит в первую очередь от высоты постройки и ее положения относительно базиса эрозии. На склонах и у подножия вулканов хорошо видны свежие лавовые потоки, а на вершинах многих построек имеются четко выраженные кратеры. Крупнейшее из этих сооружений — Кроноцкая сопка, достигающая высоты 3528 м с диаметром основания 9 км. Остальные вулканы образуют в пределах Гамченского ряда линейно вытянутый хребет.

Лавовые потоки терминальных и эксцентрических извержений Кроноцкой сопки полностью погребли крупную речную долину р. Пра-Лиственничной. Возникшая лавовая плотина, образованная несколькими лавовыми потоками общей мощностью, по данным бурения, более 200 м, послужила причиной появления одного из самых крупных и глубоких озер на Камчатке — оз. Кроноцкого. Древняя долина р. Пра-Лиственничной, продолжающая долину современной р. Лиственничной, выявлена на дне оз. Кроноцкого в результате батиметрических работ экспедиции Ленгидропроекта. Основание лавовой толщи лежит непосредственно на ледниковых отложениях I фазы оледенения или на верхнеплейстоце-

новых межстадиальных осадках, что служит бесспорным указанием на ее формирование в самом конце верхнего плейстоцена — в голоцене, а соответственно и на нижнюю возрастную границу образования Кроноцкой сопки.

Среди вулканических построек последнего, верхнеплейстоцен-голоценового, этапа можно выделить две разновозрастные группы, различия между которыми связаны не столько со строением самих конусов, сколько с рельефом их подножий. У подножия вулканов первой подгруппы хорошо выражены мощные моренные накопления II фазы верхнеплейстоценового оледенения (см. рис. 41). Это позволяет полагать, что конусы стратовулканов уже существовали в конце верхнего плейстоцена и являлись крупными центрами оледенения. Ледники одевали склоны вулканов сплошным покровом и расползались на прилегающие равнинные территории. Самые крупные ледники подножий, слившиеся в сплошное кольцо, существовали у подножия Кроноцкой сопки. Здесь прекрасно сохранились огромные массивы моренного рельефа, лишь местами перекрытые более молодыми лавовыми потоками вулкана или потоками лав ареальной зоны, прослеживающейся к югу от него. Продолжение вулканической деятельности в голоцене привело к затушевыванию следов ледниковой деятельности и формированию совсем свежего вулканического рельефа построек.

Вулканы второй группы представляют совсем недавние вулканические образования, возникшие в голоцене и не несущие никаких следов воздействия ледников (вулкан Комарова, Малый Колхозный, конус Южный и др.).

Следовательно, в пределах рассмотренного района на протяжении четвертичного времени в процессе базальтового вулканизма наблюдается закономерная смена вулканических построек от щитовых вулканов через существенно лавовые стратовулканы к существенно пирокластическим стратовулканам. Со среднего плейстоцена вулканизм развивается внутри грабен-синклинали на фоне сравнительно спокойной тектонической обстановки.

Карымско-Узонский участок

Центральный участок грабен-синклинали ограничен на юге долиной р. Жупановой, а на севере долиной р. Кроноцкой. Западный борт, представленный хр. Валагинским, выражен очень четко, однако четвертичные движения по разлому, ограничивающему участок на западе, проявились слабо. На большей части протяжения этот разлом скрыт под покровами лав. На востоке горст-антиклинальная зона отсутствует и выполняющие грабен-синклиналь толщи подходят к океану.

Особенности геоморфологического строения рассматриваемого участка (рис. 43) грабен-синклинали прямо отражают широкое проявление здесь кислого эксплозивного вулканизма и вулкано-тектоники. Если на северном и южном участках Восточно-Камчатской грабен-синклинали рельеф характеризуется сочетанием вулканических плато и возвышающихся над ними конусов стратовулканов, образующих линейные ряды, то на Карымско-Узонском участке основной облик района определяется не этими линейными рядами вулканических построек, а системой крупнейших на Камчатке кольцевых вулкано-тектонических депрессий. С образованием этих депрессий парагенетически связано формирование обширных пирокластических покровов, по сравнению с которыми обычные лавовые плато отходят здесь на второй план. Большинство конусов стратовулканов располагается внутри вулкано-тектонических депрессий. Некоторые вулканические сооружения разбросаны на плато вне пределов вулкано-тектонических депрессий, однако они немногочисленны и играют явно подчиненную роль по сравнению с крупными вулканически-

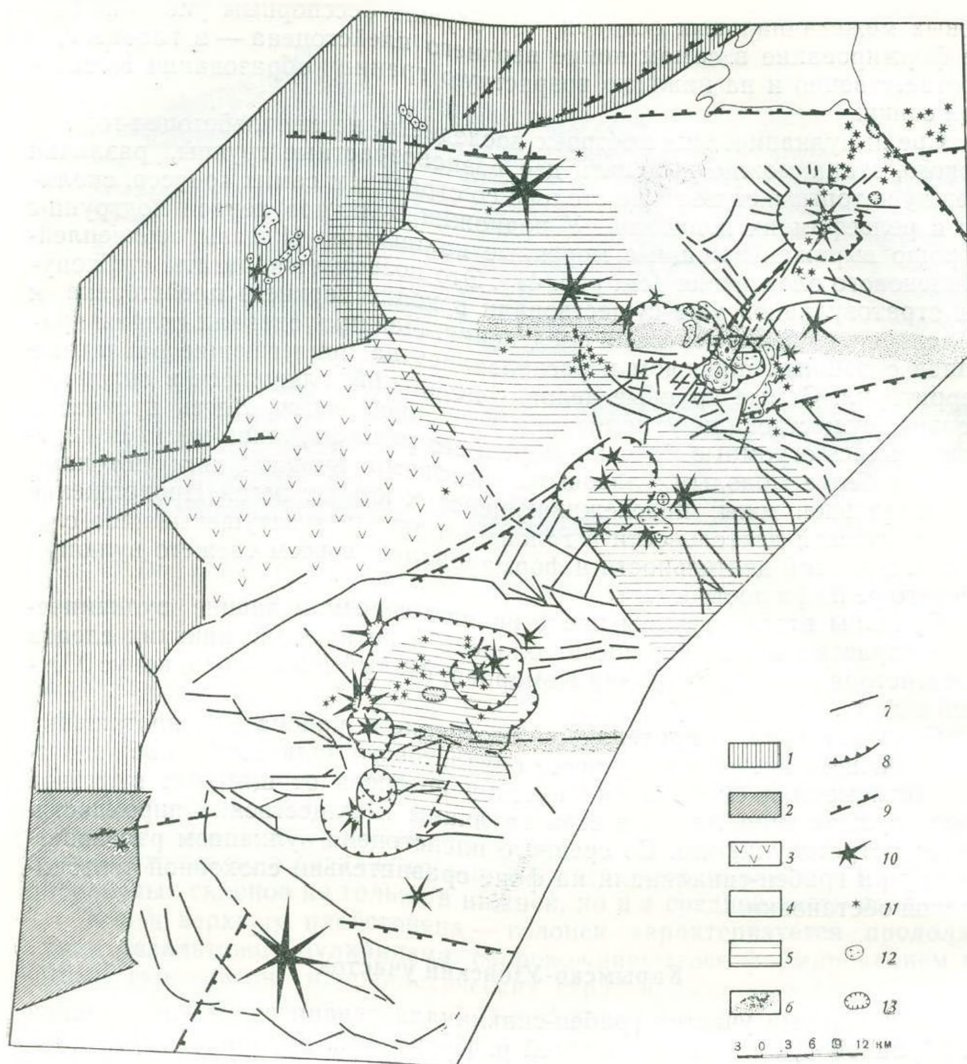


Рис. 44. Схема современной структуры Карымско-Узонского участка грабен-синклинали Восточной Камчатки

1 — горст-антиклинали, сформировавшиеся на дислоцированных доплиоценовых отложениях; 2 — аккумулятивно-тектонические поднятия, сформировавшиеся на месте вулканических поясов верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена; 3 — стабилизированные блоки обрамления грабен-синклинали; 4 — грабен-синклиналь Восточной Камчатки; 5 — крупные отрицательные аномалии силы тяжести; 6 — линейные зоны эпицентров землетрясений с глубиной очага более 50 км; 7 — разломы, выделяемые по геологическим данным; 8 — разломы обрамления вулканотектонических депрессий и кальдер; 9 — разломы, выделяемые по зонам высоких градиентов силы тяжести; 10 — крупнейшие вулканы центрального типа; 11 — шлаковые конуса и мелкие базальтовые лавовые вулканы; 12 — экструзивные купола; 13 — маары и воронки взрыва

ми группами, находящимися внутри депрессий. Молодые конусы последних этапов вулканизма и создают современный горный рельеф Восточной вулканической зоны.

Рассматриваемый участок грабен-синклинали характеризовался достаточно спокойным тектоническим режимом на протяжении четвертичного времени. Грабен-синклиналь до краев заполнена плиоцен-четвертичными эффузивно-пирокластическими толщами, кровля которых образует в современном рельефе плоскую платообразную поверхность. Движения по разломам, секущим это плато, имеют незначительную ампли-

туду вертикальных перемещений (первые десятки, редко 100—150 м). Однако геофизические данные показывают, что при спокойной тектонике чехла фундамент грабен-синклинали имеет сложное блоковое строение, обусловленное системой глубинных разломов (рис. 44).

Наиболее четко выражены разломы северо-восточного (20°) простирания, соответствующие общему простиранию структуры. Они маркируют границу грабен-синклинали со смежной зоной горстовых поднятий на западе. Во внутренних частях грабен-синклинали система северо-восточных разломов выражается линейными зонами малоамплитудных сбросов, вдоль которых иногда располагаются системы шлаковых конусов. Местами образуются небольшие зоны грабенов с амплитудой смещения порядка 100 м. Таковы, например, наложенные грабены в районе Узонско-Гейзерной депрессии, пересекающие ее юго-западный и северо-восточный борты. Характерна сопряженность таких систем сбросов северо-восточного простирания во внутренних частях грабен-синклинали с односторонними разломами меридионального простирания.

Разломы северо-западного простирания образуют основную систему поперечных нарушений. В пределах рассматриваемого участка грабен-синклинали они обычно перекрыты лавово-пирокластическим чехлом плиоцен-четвертичных отложений и фиксируются по геофизическим данным. Смещений по ним на поверхности не отмечается. Характерно, что разломы этого простирания располагаются между отдельными крупными вулcano-тектоническими депрессиями, разграничивая блоки, в которых размещаются эти депрессии. Поверхностным выражением разломов в пределах рассматриваемой территории являются трещинные зоны, вдоль которых заложены долины рек Светлой, Шумной, Пятой, Нового Семьячика, разделяющие крупные вулканические центры Крашенинникова, Узона, Большого и Малого Семьячика.

Разломы северо-восточного (45°) простирания, секущего по отношению к основному (20°), северо-северо-восточному, простиранию структуры, продолжают систему сдвигов, прослеживающихся по Быстрой и далее в южной части горст-антиклинальной системы Восточного хребта. Как видно на схеме (см. рис. 44), они определяют конфигурацию границ грабен-синклинали в среднем течении р. Жупановой. В пределы грабен-синклинали они трассируются в основном по косвенным признакам. Характерно, однако, что крупные центры кислого вулканизма и, добавим, крупные изометрические отрицательные аномалии силы тяжести, близ которых они группируются, образуют общую линию именно этого направления, протягивающуюся от Дзездурского района к Карымской группе центров кислого вулканизма и далее к району Большого Семьячика и Узона.

Зоны разломов широтного простирания выражаются линейными системами коротких трещин. Характерна четкая их приуроченность к центральным частям вулканических групп и кратерным зонам отдельных вулканов. Такие разломы пересекают центральную часть Карымской кольцевой структуры и контролируют распределение экструзивных куполов в центральной части Больше-Семьячинской кольцевой вулcano-тектонической депрессии. Крупная зона широтных разломов протягивается по северному обрамлению кальдеры Крашенинникова, а другая такая зона пересекает Узонско-Гейзерную депрессию. Важно отметить, что, по данным детальным сейсмологическим наблюдений за 1964—1969 гг., эпицентры землетрясений с глубиной очага более 100 км располагаются в виде полос широтного простирания, совпадающих с этими системами трещин или трассирующими их продолжение. Характерно, что зоны широтных разломов разделяют смещенные в плане одну относительно другой вулcano-тектонические депрессии — Карымскую и Мало-Семьячинскую, Узонскую и Гейзерную, составляющие единые системы кольцевых структур.

При относительно спокойном режиме региональных тектонических движений рассматриваемый участок грабен-синклинали был в четвертичное время ареной мощного проявления вулканотектоники. Для структуры участка характерна серия вулканотектонических депрессий¹, с которыми ассоциируются огромные по масштабам поля развития кислых пирокластических пород — пемз и ингимбритов. Общей чертой всех депрессий является их наложенный характер. Они приурочены к аккумулятивному щитообразным возвышенностям, представляющим крупные вулканические сооружения или группы сооружений предшествующего этапа. Вулканотектонические депрессии не приурочены к вершине одного какого-либо такого сооружения, а срезают достаточно разнородные по генезису, составу и возрасту вулканические образования. Другая общая черта вулканотектонических депрессий — телескопичность их строения. Она выражается в последовательном развитии в пределах крупных депрессий кальдер все меньших и меньших размеров, накладывающихся друг на друга. Отмечается закономерная связь вулканотектонических депрессий с крупными, изометричными в плане аномалиями силы тяжести. Предполагается, что аномалии эти отражают локализовавшиеся в коре крупные периферические очаги кислой магмы (Зубин и др., 1971). При этом положение депрессий относительно очага зависит от глубины залегания последнего. Так, когда центр тяжести аномалеобразующих объектов расположен на глубине около 10 км, контуры депрессий и аномалий совпадают. Когда же центр тяжести расположен на глубине 15—20 км, депрессии располагаются по периферии контура аномалии.

На рассматриваемом участке грабен-синклинали с северо-востока на юго-запад, т. е. по оси участка, последовательно располагаются кальдера Крашенинникова, Узонско-Гейзерная вулканотектоническая депрессия, состоящая из серии разновозрастных кальдер, депрессия Большого Семячика, а также Карымско-Семячинская вулканотектоническая депрессия с более молодыми кальдерами Малого Семячика, Карымского озера и вулкана Карымского (см. рис. 41).

Кальдера Крашенинникова представляет собой четко выраженную округлую депрессию диаметром 9 км, ограниченную кольцевым разломом. Борта кальдеры выражены очень четко за исключением юго-восточной части, где они перекрыты молодыми лавами посткальдерной постройки вулкана Крашенинникова и базальтами ареальных излияний. Видимая амплитуда смещения по кольцевому разлому составляет 400—600 м. Борт депрессии срезает различные по составу и морфологии докальдерные образования — крупный существенно лавовый стратовулкан в северной части, более мелкие андезитовые и андезитобазальтовые вулканы, экструзивные куполы и шлаковые конусы на остальных участках, что позволяет определенно говорить о наложенном характере кальдеры. По геофизическим данным, кальдерообразующие сбросы почти вертикальны. Вместе с геологическими данными это позволяет полагать, что кальдера образована обрушением. Внутри кальдеры расположен массив вулкана Крашенинникова, состоящий из группы крупных сросшихся (и частично наложенных друга на друга) андезитобазальтовых вулканов. На севере и на юге на борт кальдеры наложены трещинные зоны мелких базальтовых вулканов и шлаковых конусов (рис. 45). Дно кальдеры залито лавовыми потоками, связанными с посткальдерным вулканизмом.

¹ Термины «кольцевая вулканотектоническая депрессия» и «кальдера обрушения» употребляются нами как синонимы. В тексте чаще употребляется термин «вулканотектоническая депрессия», так как он лучше отражает наложенный характер этой структуры по отношению к вулканическим постройкам докальдерного этапа, в то время как термин «кальдера» обычно ассоциируется с депрессией, приуроченной к вершине одного вулкана. Геоморфологические термины для этих структур — «депрессия», или «котловина».

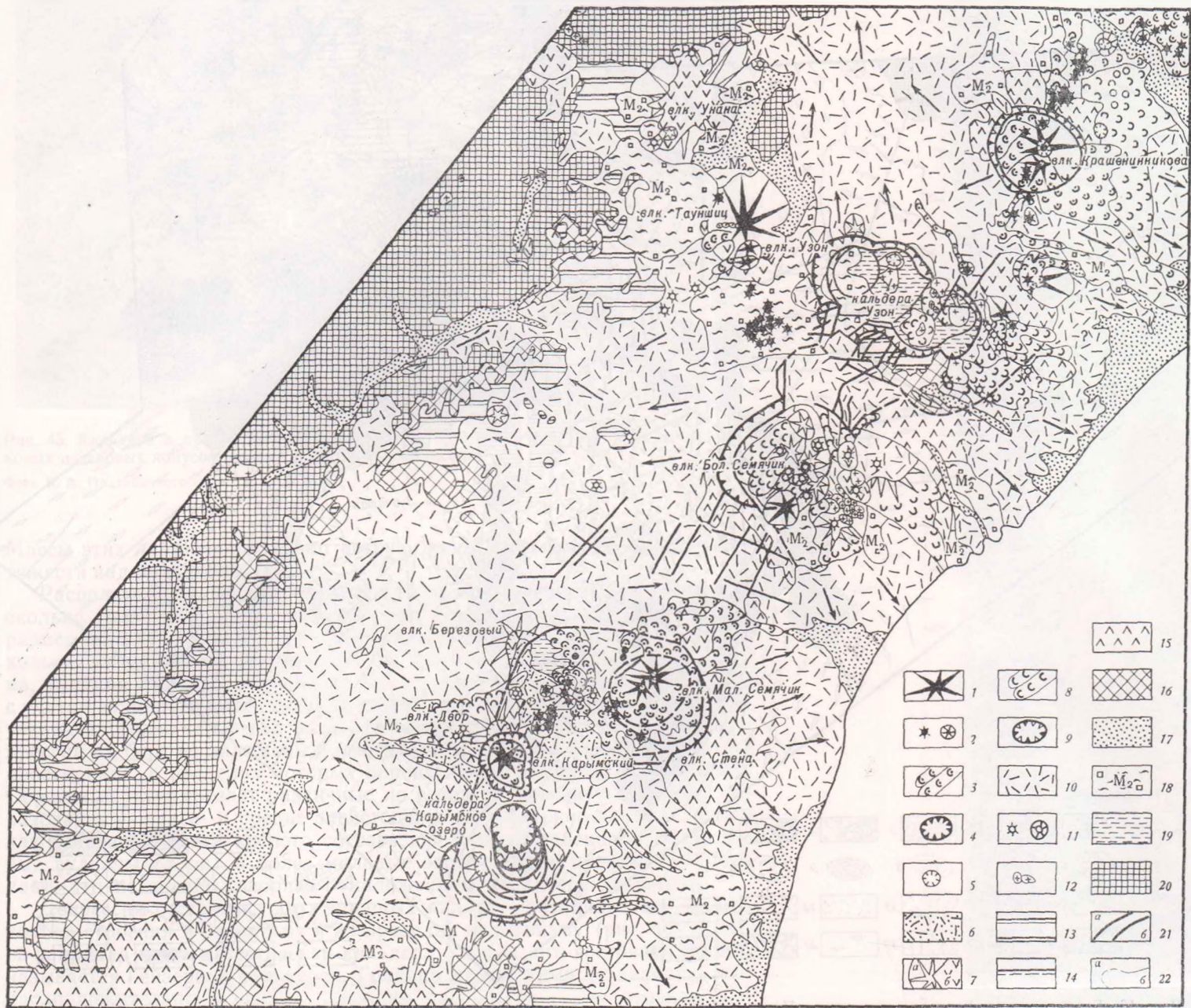


Рис. 43. Геоморфологическая схема Карымского Узонского участка

- 1 — хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 2 — шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 3 — лавовые потоки и лавовые равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 4 — голоценовые кальдеры;
- 5 — кратеры и маары;
- 6 — пемзовые пирокластические потоки голоценового возраста;
- 7 — в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста; а) сохранившиеся участки, б) разрушенные;

- 8 — лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста;
- 9 — средне-верхнеплейстоценовые кальдеры;
- 10 — средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы;
- 11 — мелкие вулканические образования средне-верхнеплейстоценового возраста;
- 12 — экструзивные купола;
- 13 — лавовые плато верхнеплейстоцен-нижнеплейстоценового возраста;
- 14 — вулканические плато среднеплейстоценового возраста;
- 15 — фрагменты сильно разрушенных ниже-среднеплейстоценовых вулканических построек;

- 16 — участки вулканогенно-тектонического рельефа;
- 17 — аккумулятивные позднеплейстоцен-голоценовые равнины;
- 18 — морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 19 — днища спущенных кальдерных озер;
- 20 — участки денудационно-тектонического рельефа;
- 21 — разломы: а) выраженные в рельефе, б) предполагаемые;
- 22 — границы: а) установленные, б) предполагаемые

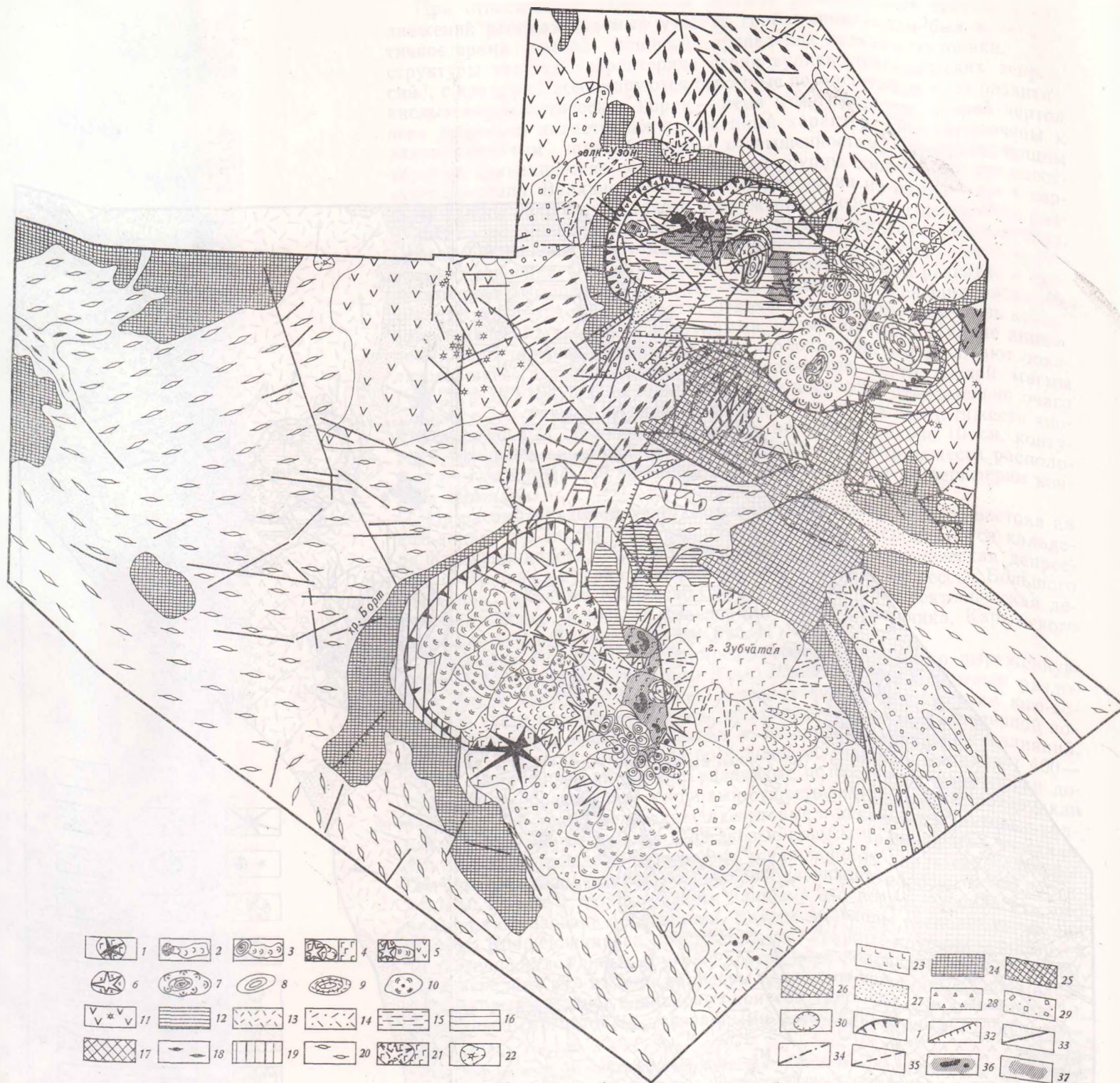


Рис. 46. Геолого-геоморфологическая схема Узонско-Семьячинского района Восточной вулканической зоны Камчатки (по О. А. Брайцевой, Г. Е. Богоявленской, Э. Н. Эрлиху)

Вулканические образования посткальдерного комплекса:

- 1 — базальтовые стратовулканы — Q_4 ;
- 2 — базальтовые шлаковые конуса и их лавовые потоки — Q_4 ;
- 3 — андезит-базальтовые экструзивные купола и их лавовые потоки — Q_4 ;
- 4 — базальтовые стратовулканы и их лавовые потоки: а) сохранившиеся части, б) разрушенные — Q_3^{2-4} ;
- 5 — андезитовые стратовулканы и их лавовые потоки: а) сохранившиеся части, б) разрушенные — Q_3^{2-4} ;
- 6 — дацитовые стратовулканы — Q_3^{2-4} ;
- 7 — дацит-липаритовые экструзивные купола и их лавовые потоки — $Q_3^4 - Q_4$;
- 8 — андезит-дацитовые экструзивные купола — Q_3^4 ;
- 9 — пемзовые купола — $Q_3^4 - Q_4$;
- 10 — андезитовые и базальтовые эффузивные купола — Q_3 ;
- 11 — мелкие лавовые вулканы андезитового состава (а) и поля связанных с ними лавовых покровов (б) — Q_3 ;
- 12 — базальтовые лавовые равнины Q_3 ;
- 13 — пемзовые покровы — Q_3^{3-4} ;

- 14 — игнимбритовые покровы группы вулканов Бол. Семьячика — Q_3^{3-4} ;
- 15 — слоистые туфы — отложения III Узонского озера — Q_3^{2-3} ;
- 16 — слоистые туфы — отложения I и II Узонских озер — Q_3^1 . Вулканические образования этапа формирования кальдер;
- 17 — дацитовые и липаритовые экструзивные купола — $Q_2 - Q_3$;
- 18 — игнимбритовые покровы, связанные с Узонско-Гейзерной депрессией — $Q_2^2 - Q_3^1$;
- 19 — игнимбриты долины р. Семьячик — $Q_2 - Q_3$;
- 20 — игнимбритовые покровы, связанные с Больше-Семьячинской вулканотектонической депрессией — Q_2^2 . Вулканические образования докальдерного комплекса;
- 21 — базальтовые стратовулканы: а) сохранившиеся части, б) разрушенные — Q_2 ;
- 22 — базальтовые шлаковые и лавовые конуса — Q_2 ;
- 23 — базальтовые лавовые плато — Q_2 ;
- 24 — лавовые плато и реликты вулканических построек (щитовых и существенно лавовых стратовулканов), сложенные породами преимущественно основного состава — $N_2^3 - Q_1$;

- 25 — вулканические плато и подстилающие их туфогенно-лавовые толщи, сложенные породами преимущественно кислого состава — $N_2^3 - Q_1$;
- 26 — лавовые плато и подстилающие их туфогенно-лавовые толщи представленные чередованием пород кислого и основного состава — $N_2^3 - Q_1$. Прочие условные обозначения:
- 27 — аллювиальные отложения Q_4 ;
- 28 — делювиально-пролювиальные и обвально-осыпные отложения — $Q_3 - Q_4$;
- 29 — морена II фазы верхнеплейстоцена нового оледенения — Q_3^4 ;
- 30 — взрывные воронки;
- 31 — кольцевые сбросы обрамления кальдер;
- 32 — сбросы;
- 33 — тектонические трещины без видимых смещений;
- 34 — разломы, маркированные рядами вулканов;
- 35 — разломы, нанесенные по геофизическим данным;
- 36 — современные термоявления;
- 37 — зоны гидротермально-измененных пород



Рис. 45. Кальдера и вулкан Крашенинникова. На переднем плане линейные зоны плаковых и лавовых конусов, наложенных на борт кальдеры

Фото В. А. Подтабачного

Массы этих лав обуславливают четкую положительную аномалию силы тяжести над кальдерой.

Расположенная южнее Узонско-Гейзерная депрессия включает несколько разновозрастных кальдер. Это крупная структура обрушения размером 18×7 км, единство современного плана которой определяется кольцевым разломом обрамления. Он выражен в рельефе в виде уступа, видимая амплитуда смещения по которому составляет 300—400 м, а с учетом мощности выполняющих депрессию отложений она может быть увеличена более чем в два раза. На севере и в юго-западной части депрессии на борт ее наложены более молодые грабены северо-восточного простирання, в пределах которых породы борта опущены и погребены. Сбросовый уступ срезает различные по возрасту, генезису и составу образования — ранее- и средне-плейстоценовые туфогенно-лавовые толщи как основного, так и кислого состава, среднеплейстоценовые базальтовые вулканы (Узон) и более молодые экструзивные куполы (г. Озерная), что позволяет говорить о наложенном характере депрессии.

Депрессия состоит из двух крупных кальдер, различных по особенностям строения и развитому в их пределах вулканизму (рис. 46). Северо-западная часть известна как кальдера Узон, а юго-восточная иногда называется Гейзерной кальдерой. Граница между ними устанавливается предположительно, в связи с широким распространением перекрывающих ее рыхлых отложений. Гейзерная кальдера наследует положение докальдерного центра кислого вулканизма, фиксирующегося толщами плато Широкого и Долины Гейзеров. Морфологически котловина здесь не выражена — она полностью скомпенсирована отложениями посткаль-



Рис. 47. Узонско-Гейзерная вулcano-тектоническая депрессия

Б — борт депрессии, Д — днище Узонской кальдеры, Эк — экструзивные купола, П — пирокластический покров (игнимбриты и туф), связанный с образованием депрессии. Фото И. Т. Кирсанова

дерного комплекса, представленного экструзивными куполами и подстилающими их озерными отложениями. Только долины рек Шумной и Гейзерной, заложившиеся по кольцевым разломам, подчеркивают границы структуры. Узонская кальдера в отличие от Гейзерной наложена на породы докальдерного комплекса, представленные базальтовыми лавами. Эта часть структуры прекрасно выражена морфологически как котловина, днище которой выполнено озерными отложениями (рис. 47). Вулканическая посткальдерная деятельность в Узонской части депрессии проявилась очень слабо и представлена экструзивным дацитовым куполом г. Белой и базальтовым мааром оз. Дальнего. Строение Узонской кальдеры осложнено молодой воронкой, к которой приурочена современная гидротермальная деятельность. Она наложена на уже существовавшую кольцевую структуру и связана, по-видимому, с крупной эксплозией и последующим обрушением. Заполнение возникшей впадины отложениями пониженной плотности объясняет наличие в этой части структуры четкого гравиметрического минимума. Верхняя часть заполняющих воронку отложений представлена озерными осадками. Таким образом, Узонско-Гейзерная депрессия в настоящее время выступает как система кольцевых структур, последовательно омолаживающихся в направлении с юго-востока на северо-запад. В этом же направлении происходила миграция глубинного очага кислой магмы, который, сформировавшись в восточной части депрессии и прилегающих к ней районах, постепенно распространялся в области типичного базальтового вулканизма западной части.

Больше-Семячинская кольцевая структура выражена значительно менее чем Узонско-Гейзерная. Хорошо виден западный борт депрессии (хр. Борт), где сбросовый уступ срезает как участки вулканического плато, сложенного основными и кислыми породами, так и остатки базальтовых вулканов. Видимая величина смещения по кольцевому разлому не менее 300—400 м. У подножия сбросового уступа заложилась долина р. Старый Семячик. Восточный борт Больше-Семячинской структуры в рельефе не выражен. Он полностью перекрыт лавами посткальдерной вулканической группы Большого Семячика. Однако в центре этого вулканического массива были обнаружены плиоцен-раннеплейстоце-

новые породы основания, что позволяет проводить здесь восточный край Больше-Семячинской кальдеры. Положение кольцевого разлома нанесено предположительно на рис. 46. Внутренняя часть Больше-Семячинской депрессии занята большим числом посткальдерных стратовулканов и экструзивных куполов, образующих массив Большого Семячика. Обилие и многообразие форм посткальдерной вулканической деятельности и разнообразие состава ее продуктов (от базальтов до дацитов) четко отличают эту депрессию от кальдер Узон-Гейзерной и Крашенинникова.

На самом юге участка расположена крупная Карымско-Мало-Семячинская вулкано-тектоническая депрессия. Она состоит из двух депрессий — Мало-Семячинской размером 19×13 км и Карымской размером 16×10 км. Первая вытянута с северо-запада на юго-восток, вторая ориентирована почти в меридиональном направлении. Ограничивающий уступ прекрасно выражен на юге и на западе Карымской структуры, где кальдерообразующий сброс обрывает склоны древних существенно-лавовых вулканов Крайнего, Разлатого и Дитмара. Сбросовый уступ Мало-Семячинской структуры наилучшим образом выражен на востоке, где он рвет вулканические сооружения Стены, а затем продолжается на север через г. Разваленную, далее он неясно прослеживается на участке игнимбритового плато в северной части структуры, приобретая четкий вид, обрывает вулкан Соболиный и уходит в направлении к Карымской депрессии, перекрываясь лавами вулкана Двор. На остальных участках сбросовый уступ структуры выражен нечетко или полностью скрыт под более молодыми лавами или пирокластическими отложениями. На обе депрессии последовательно налагаются более молодые вулканические формы: с одной стороны это серия базальтовых и андезитовых вулканических построек (вулканы Двор, Однобокий и др.), с другой — более мелкие (и более молодые) кальдеры. Одна из них представляет собой кальдеру, в которой располагается массив вулкана Малый Семячик. Западный борт кальдеры хорошо выражен в виде сбросового уступа, южный и восточный скрыты под лавами и пирокластикой Малого Семячика. В пределах Карымской кольцевой структуры отмечается с юга на север серия кальдер, последовательно омолаживающихся. На юге располагается двойная кальдера Карымского озера. Она ограничена четко выраженными уступами, почти не изменена вторичными процессами и окружена обширными полями пемзовых покровов, парагенетически связанных с ее формированием. Кальдера вулкана Карымского, находящаяся севернее, представляет собой прекрасно выраженную морфологически правильную кольцевую депрессию диаметром 6×4 км, в северной части обрывающую постройку вулканов Пра-Карымского и Двор. Внутри этой кальдеры расположен действующий вулкан Карымский.

В истории формирования рельефа Карымско-Узонского участка естественно выделяются три крупных этапа вулканической деятельности, которым соответствуют разновозрастные комплексы типов и форм рельефа: 1) вулканические образования, сформировавшиеся до возникновения вулкано-тектонических депрессий — $N_2^3 - Q_1$; 2) вулканические образования мощного этапа эксплозивного вулканизма и формирования вулкано-тектонических депрессий — $Q_2 - Q_3$, и 3) наиболее молодые вулканические образования, возникшие после основного этапа формирования вулкано-тектонических депрессий — $Q_3 - Q_4$.

Вулканические образования, сформировавшиеся до возникновения вулкано-тектонических депрессий. На рассматриваемом участке грабен-синклинали образования докальдерного комплекса Карымско-Узонской структуры сохранялись лишь в виде небольших массивов, так как они либо перекрыты более молодыми отложениями, либо поля их развития попали в сферу проявления вулкано-тектонических движений и оказались опущены и погребены позднейшими осадками. Поэтому реконструкция вулканических

форм самого древнего этапа производится по характеру отложений, слагающих фрагменты сохранившихся вулканических образований этого возраста. Эти фрагменты представлены участками вулканических плато (плато Широкое, хребты Борт, Промежуточный и др.) или остатками сильно разрушенных вулканических построек (вулкан Стена, горы Выступ, Пирог, северная часть докальдерной постройки Крашенинникова и др.). Слагающие эти формы вулканогенные отложения вскрываются чаще всего в бортах срезающих их вулcano-тектонических структур или в бортах наиболее глубоко врезаемых древних долин района — Шумной, Пятой, Нового Семячика и др. Они представлены лавово-пирокластическими породами как основного, так и кислого состава.

Вулканические образования основного состава состоят из переслаивающихся лав базальтов и андезитобазальтов с подчиненными прослоями туфобрекчий того же состава, что позволяет реконструировать в местах развития этих отложений на докальдерном этапе крупные щитовые или существенно лавовые стратовулканы. Можно полагать, что такие сооружения существовали в западной части нынешних Узонской и Больше-Семячинской депрессий, в восточной части депрессии Малого Семячика, в северной части кальдеры Крашенинникова и др. Наиболее крупными реликтами таких древних вулканических сооружений являются постройки в северной части кальдеры Крашенинникова, г. Выступ, вулканы Стена и Пирог, постройки на хр. Промежуточном и др. К настоящему времени они оказались существенно переработанными гляциальными и эрозионными процессами, и сохранились лишь небольшие участки первичных вулканических склонов. Иногда наряду с остатками построек в рельефе сохранились и участки древних лавовых плато (часть хребтов Борт, Промежуточный, лавовые плато к западу и востоку от Узонской депрессии). В первоначальном виде они представляли собой базальтовые равнины подножий щитовых вулканов, часть из них, возможно, была связана с проявлениями ареального вулканизма. В настоящее время они выступают в рельефе в виде отдельных лавовых фрагментов среди более молодых пемзовых и игнимбритовых покровов.

Вулканические образования кислого состава занимали в докальдерном комплексе подчиненное положение. Ими сложены вулканические формы рельефа, примыкающие к Узонско-Гейзерной депрессии (плато Широкое, бассейн Долины Гейзеров) (см. рис. 46). Отложения представлены дацитовыми лавами, мощными пачками пемзовых агломератовых туфов, игнимбритами, взрывными брекчиями. Детальное изучение вулканизма Узонско-Семячинского района (Аверьев и др., 1969) показало, что формирование этих отложений было связано с мощными процессами кислого вулканизма, протекающими в крупной депрессии, протягивающейся с юго-запада на северо-восток от хр. Борт до Долины Гейзеров. Фациальные изменения в составе отложений вокруг Узонско-Гейзерной депрессии с замещением лав пирокластическими образованиями по мере удаления от кальдеры показывают, что один из центров кислого вулканизма располагался на месте ее восточной части. Вулканические образования были представлены кислыми стратовулканами, экструзивными куполами и их лавовыми потоками. Широкое развитие получали и эксплозивные процессы, с которыми было связано накопление отложений пирокластических потоков — пемз и игнимбритов.

Относительно возраста образований наиболее древнего комплекса имеется небольшое количество данных. В лавах северного борта кальдеры Крашенинникова А. Е. Шанцером были обнаружены горизонты обратно намагниченных лав, что позволило сопоставить эти образования с комплексом платоэффузивов Камчатки. В районе Узонско-Гейзерной депрессии в линзах озерных и аллювиальных отложений из пород нижней части плато Широкого И. А. Егоровой и Е. Г. Лупиковой были вы-

делены спорово-пыльцевые спектры и комплексы диатомовых водорослей. Сопоставление с тумрокским комплексом Восточной Камчатки, «аллейскими» вулканогенно-осадочными отложениями Юго-Восточной Камчатки и низами разреза Центрально-Камчатской депрессии позволило определить возраст изученных вулканогенных отложений в широком возрастном диапазоне — от верхнего плиоцена до раннего плейстоцена, без более дробного расчленения. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы и диатомовые водоросли были обнаружены и в породах фундамента группы Большого Семейчика, представленных лавами и туфами основного состава.

Таким образом, в период формирования наиболее древнего комплекса вулканических сооружений одновременно существовали центры основного и кислого вулканизма, поставлявшие различные по составу продукты, которые в одних случаях были четко пространственно разграничены (например, в западной и восточной частях Узонско-Гейзерной депрессии), а в других совмещались в одних и тех же разрезах (хр. Промежуточный, верховья р. Пятой и др.). Это приводило к формированию так называемых контрастных серий, в пределах которых наблюдается переслаивание дацитовых и базальтовых лав и туфов. Созданные в это время крупные группы вулканических сооружений располагались по оси вулканической зоны. Периферическую же ее часть занимали лавовые и пирокластические равнины подножий этих вулканических групп.

В начале среднего плейстоцена существенных изменений в характере вулканизма не произошло. В это время формировались в основном существенно лавовые стратовулканы базальтового и андезитобазальтового состава, прямо продолжающие основной вулканизм раннеплейстоценового этапа. Процессы кислого вулканизма по-прежнему имели резко подчиненное значение.

Существенно лавовые стратовулканы этого возраста выступают в настоящее время в рельефе как разрушенные вулканические постройки, обтекаемые покровами пемз и игнимбритов. В тех случаях, когда они располагаются вблизи вулканотектонических депрессий, они оборваны кальдерообразующими сбросами. Это также позволяет относить их ко времени, предшествовавшему основной вспышке кислого вулканизма и формированию кальдер. От вулканических образований раннеплейстоценового этапа рассматриваемые вулканы отличаются морфологическими особенностями и несколько лучшей сохранностью. В отличие от пологосклонных, неясно выраженных щитовых вулканов они представляют собой морфологически четко обособленные вулканические конусы с крутыми склонами, возвышающиеся над поверхностью лавовых плато предшествующего этапа. Для них характерны относительно небольшие по сравнению с щитовыми вулканами размеры: диаметр основания наиболее крупных стратовулканов этого этапа составляет 9—10 км при высоте до 1500 м; преобладают же вулканические сооружения диаметра 3—6 км и высотой 700—1000 м. В разрезах вулканов наблюдается переслаивание лав и пирокластических отложений, однако лавы составляют значительный процент (до 40%), вследствие чего мы и называли эти постройки существенно лавовыми в отличие от существенно пирокластических вулканов последующего этапа.

Среди рассматриваемых вулканов выделяется группа более древних сооружений, к которой можно отнести такие постройки, как Унана, Зубчатая, Жупановские востряки и др. На них прекрасно выражены скульптурные ледниковые формы, явно свидетельствующие о том, что к началу верхнеплейстоценового оледенения вулканы уже были интенсивно расчленены. В привершинных частях таких построек первичный вулканический рельеф уничтожен и сформировался типичный эрозионно-ледниковый рельеф на вулканических породах. Вторую группу составляют более молодые вулканические конусы — Узон, Соболиный и другие, которые,

лозивных процессов, которые привели к полному преобразованию рельефа данного участка восточной вулканической зоны: возникновению обширных пирокластических равнин, сnivelировавших аккумулятивный рельеф предшествовавшего этапа, и одновременно к образованию крупных котловин вновь созданных вулканотектонических депрессий.

Формирование депрессий охватывает значительный промежуток времени. Наиболее древние и крупные из вулканотектонических депрессий сформировались в среднем плейстоцене. Это Карымско Мало-Семячинская, Больше-Семячинская и Узонско-Гейзерная вулканотектонические депрессии. Они имеют наибольшие размеры (7×18 , 13×19 , 10×16 км) и в настоящее время плохо выражены в рельефе в связи с последующим выполнением их рыхлыми и вулканогенными отложениями более позднего, верхнеплейстоцен-голоценового, этапа. Депрессии эти носят четко наложенный характер и срезают разнотипные и разновозрастные вулканические образования предшествующего этапа. Однако в целом можно говорить об их приуроченности к центральным частям вулканических групп нижне-среднечетвертичного возраста. Таким образом, на рассматриваемом этапе происходит частичная инверсия рельефа — на месте наиболее высоких аккумулятивных вулканических форм создаются крупные котловины.

С образованием депрессий этого возраста связано формирование обширных полей «платоигнимбритов». Пирокластический материал, выброшенный на поверхность в момент образования кольцевых структур, распространился на огромную площадь, заполнив все неровности рельефа, и сформировал обширные пирокластические равнины. Игнимбритовые покровы окружают Карымско-Семячинскую и Больше-Семячинскую депрессии, простираясь от них на запад до подножий Валагинского хребта и на восток до побережья океана. Главное поле игнимбритов Узонско-Гейзерной депрессии располагается к северу от нее, где пирокластические отложения доходят до берега Кроноцкого озера (рис. 49).

Характерной чертой пирокластических отложений, связанных с этим этапом, является явное преобладание среди пирокластических продуктов игнимбритов, представленных в основном сильно спекшимися разностями. Игнимбриты Больше-Семячинского и Мало-Семячинского покровов обычно представляют собой массивные лавоподобные породы, иногда с флюидалной текстурой («игнимбриты-лавы»). Для Узонских игнимбритов характерно преобладание сильносваренных разностей с большим количеством обсидиановых фьямме («игнимбриты-фьямме»). Строение игнимбритовых покровов весьма различно. Одни из них (покров Больше-Семячинской депрессии) построены достаточно просто и состоят из двух или нескольких весьма однородных игнимбритовых горизонтов, хорошо прослеживающихся на значительные расстояния. Другие (Узонский и Мало-Семячинский) покровы состоят из многочисленных игнимбритовых горизонтов, разделенных пачками неспекшихся пирокластических отложений (пемзами пирокластических потоков, лапилли и шлаками). Никаких ледниковых, флювиальных отложений или погребенных почв, фиксирующих длительные перерывы в накоплении отдельных горизонтов игнимбритов, не отмечается, что позволяет в первом приближении говорить об одноактности вспышки кислого вулканизма, приведшей к образованию покровов.

В настоящее время игнимбритовые покровы интенсивно расчленены эрозией и выступают в рельефе как плато, прорезанные многочисленными каньонобразными долинами рек и ручьев. Характер расчленения зависит от строения и мощности покрова (Брайцева, Мелекесцев, 1973). Эрозионное расчленение покровов, сложенных плотными однородными игнимбритами, весьма сходно с расчленением лавовых плато. Присутствие в игнимбритовом покрове неспекшихся или слабо спекшихся горизонтов пирокластически сразу делает эту толщу менее устойчивой по



Рис. 49. Пирокластические покровы Узунско-Гейзерной депрессии

а — Обтекание пирокластическими потоками докальдерного останца на северном борту кальдеры Узун (направление движения потоков показано стрелками). **б** — Характер расчленения поверхности андезитового покрова

отношению к эрозии. С этим связано, например, дробное расчленение Узонского игнимбритового покрова, обладающего хорошо выраженными дешифровочными признаками, отличающими его от других покровов при картировании по аэрофотоснимкам. Участки особенно интенсивно расчлененных игнимбритов приурочены к районам их повышенной мощности. В этих местах имеется несколько крупных долин с глубиной вреза до 100—120 м, которые представляют собой каньоны с крутыми, почти нерасчлененными бортами. Между ними располагаются водораздельные пространства с небольшой (10—15 м) глубиной вреза, но настолько большой густотой расчленения, что рельеф их приближается к бедленду (рис. 49, Б). Долины имеют четкое субпараллельное расположение, причем они образованы обычно водотоками близкого порядка, почти не принимающими притоков. Водотоки заложены по трещинам не столько тектонического нарушения, сколько трещинам, образовавшимся в момент спекания игнимбритовой массы. Сравнительно слабое расчленение характерно для участков небольшой мощности игнимбритов в тех местах, где последние перекрывают лавовые плато или склоны вулканических построек докальдерного комплекса. Для этих участков, обычно тяготеющих к бортам кальдеры, типична небольшая густота и глубина расчленения, а также древовидный характер речной сети.

Стратиграфическое положение игнимбритов рассматриваемого этапа достаточно определенное, что позволяет более или менее уверенно судить о времени формирования и самих вулкано-тектонических депрессий. С одной стороны, следует отметить, что игнимбриты этого этапа перекрывают докальдерные лавы плато, в которых отмечаются горизонты обратной намагниченности. С другой стороны, в Жупановском береговом разрезе платоигнимбриты Больше-Семячинского покрова перекрываются моренами двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, что позволяет считать их сформировавшимися до последнего оледенения. Эту датировку можно еще уточнить благодаря четкому стратиграфическому положению Узонских игнимбритов: они перекрывают отложения плато Широкого, верхняя часть которых датируется среднеплейстоценовым межледниковьем и в то же время они древнее верхнеплейстоценовых озерных отложений, выполняющих Узонскую кальдеру. Из этих озерных отложений Е. Г. Лупикиной выделены комплексы диатомовых водорослей, свидетельствующие о весьма мягких климатических условиях времени накопления осадков, которые могут быть сопоставлены с условиями, в которых формировались отложения последнего межледниковья Центрально-Камчатской депрессии. Соответственно озерные отложения датируются началом верхнего плейстоцена (Q_3^1). Следовательно, можно полагать, что образование игнимбритов приурочено ко второй половине среднего плейстоцена. На достаточно древний (среднеплейстоценовый) возраст рассматриваемых вулкано-тектонических депрессий указывает и мощная верхнеплейстоценовая посткальдерная деятельность, сопровождающаяся образованием групп построек, многие из которых обнаруживают следы воздействия верхнеплейстоценовых ледников. Обращает внимание, что описанная вспышка кислого вулканизма совпадает по времени со среднеплейстоценовым оледенением, что хорошо согласуется с данными о характере донных осадков прилегающих районов Тихого океана, где горизонты, одновозрастные этому оледенению, содержат многочисленные прослои пеплов. Соотношение отдельных игнимбритовых покровов на рассматриваемом участке в пределах этого единого этапа следующее: игнимбриты, тяготеющие к Карымско-Семячинской структуре, хорошо сопрягаются с игнимбритами Больше-Семячинской депрессии, образуя с ними единое плато, и рассматриваются нами как субодно-возрастные образования; игнимбриты Узонско-Гейзерной депрессии перекрывают Больше-Семячинские и являются несколько более молодыми.

Возникшая в процессе среднеплейстоценового этапа кислого вулканизма первая группа впадин вулкано-тектонических структур во многих случаях была заполнена озерами. Можно полагать, что такое озеро существовало и в пределах Карымско-Семячинской структуры. Отложения его обнаружены в разрезах по р. Карымской и в северо-западной части Мало-Семячинской структуры у подножия вулкана Соболиного. На большей части депрессии они позднее были перекрыты более молодыми лавами и пирокластикой. Крупный озерный водоем существовал в пределах Узонско-Гейзерной депрессии. Выполнявшие его озерные осадки прослеживаются в пределах всей структуры. Главную роль в образовании отложений играл ювенильный пемзовый материал, переотлагавшийся в воде или захоронявшийся в виде первичных пирокластических потоков. Поступление материала за счет сноса с бортов депрессии было минимальным. Интенсивная вулканическая деятельность, давшая большое количество ювенильного материала, обусловила значительные мощности озерных отложений, вследствие чего возникшая Узонско-Гейзерная депрессия была в значительной степени скомпенсирована накоплением осадков, выполнивших ее почти до верха в восточной части. Вначале озерный водоем, образовавшийся в Гейзерной депрессии, был бессточным. Затем он был спущен рекой, заложившейся на месте современной долины р. Шумной. После спуска озера в пределах кальдеры возникли долины рек Гейзерной и верхнего течения Шумной, которые наследовали кольцевые разломы. В процессе регрессивной эрозии р. Шумная спустила и более молодые озера западной части котловины и сейчас лишь оз. Центральное является остатком некогда крупного водоема.

Вторая группа кальдер связана со вспышкой кислого вулканизма во второй половине верхнего плейстоцена. В это время происходило образование кальдер Крашенинникова, молодой кальдеры Узонской депрессии, кальдер Малого Семячика, Карымского озера, продолжалась активная эксплозивная деятельность в районе Большого Семячика. Образовавшиеся кольцевые структуры чаще всего накладывались на уже существовавшие более древние вулкано-тектонические депрессии предшествующего этапа, осложняя их строение. И в этом случае и тогда, когда они образовывались как самостоятельные структуры, было характерно резкое уменьшение диаметра вновь образовавшихся вулкано-тектонических депрессий сравнительно с теми, которые образовались в среднем плейстоцене (4—9 и 15—20 км по диаметру). Все кальдеры этого этапа отличаются прекрасной сохранностью, хорошо выраженными сбросовыми уступами, почти не преобразованными вторичными процессами. В их пределах проявился только голоценовый посткальдерный вулканизм.

Так же, как и на предыдущем этапе, с этими кольцевыми структурами парагенетически связаны покровы пирокластических отложений. Они выражены в рельефе в виде равнин или плато, тяготеющих к кальдерам как к центрам извержения (рис. 50). В тех случаях, когда кальдеры накладываются на ранее существовавшую кольцевую структуру, связанные с ними пирокластические отложения могут заполнять внутреннюю часть структуры предшествующего этапа. Так, пирокластические покровы, окружающие кальдеры вулканов Карымского и Малого Семячика, заполняют более древнюю Карымско-Семячинскую вулкано-тектоническую депрессию. Часто хорошо видно как пирокластические отложения вложены в борт более древней структуры. Примером может являться вложение отложений кальдеры Малого Семячика в борт более древней депрессии, край которой выражен уступом, срезающим постройку вулкана Стена.

Игнимбритовые покровы в этот период резко сокращают свои площади, уступая место неспекшимся пирокластическим отложениям. Только в районе Большого Семячика игнимбриты преобладают над пемзами. В районе кальдеры Крашенинникова игнимбриты слагают низы пиро-



Рис. 50. Кальдеры озера Карымского (КО) и вулкана Карымского (ВК) и связанные с ними пемзовые покровы (ПП)

На переднем плане правильный конус вулкана Карымского. Фото В. А. Подтабачного

кластического покрова, сменяясь пемзами вверх по разрезу. Важно отметить, что игнимбритовые горизонты отличаются значительно меньшей степенью спекания по сравнению с игнимбритами предшествовавшего этапа — это в основном слабо спекшиеся серые или бурые туфы с линзовидными включениями темной или светлой пемзы. Пирокластические отложения, связанные с молодой кальдерой Узона и кальдерой Карымского озера, представлены исключительно пемзами. Пирокластический покров кальдеры Малого Семьячика также представлен почти целиком неспекшимися разностями (агломератовые туфы андезитового состава) с присутствием маломощных горизонтов игнимбритов только в самых низах разреза.

Возраст пирокластических отложений рассматриваемого этапа и соответственно возраст самих кальдер, определяется на основании комплекса данных. Прежде всего следует отметить, что пирокластические отложения перекрывают повсеместно среднеплейстоценовые платоигнимбриты, иногда залегая с размывом на их поверхности. Основанием для определения возраста молодой Узонской кальдеры является датирование выполняющих ее озерных отложений. Из этих осадков, несомненно более молодых, чем межледниковые отложения древней Узонско-Гейзерной депрессии, И. А. Егоровой были выделены спорово-пыльцевые спектры, указывающие на весьма суровые климатические условия времени их формирования (рис. 51). Это позволяет датировать озерные осадки второй половины верхнего плейстоцена временем, предшествующим II фазе верхнеплейстоценового оледенения, морены которого залегают на этих отложениях. Абсолютный возраст углей из-под туфов и игнимбритов верхней части разреза в пос. Жупаново, которые мы рассматриваем как аналоги пирокластических отложений кальдеры Малого Семьячика, составляет $17\,100 \pm 800$ лет (ГИН-321). Это позволяет датировать образование кальдеры самым концом верхнего плейстоцена и синхронизировать ее возникновение со временем II фазы верхнеплейстоценового оледенения. На молодой, верхнеплейстоценовый, возраст кальдер рассматриваемого этапа указывает и тот факт, что в их пределах отме-

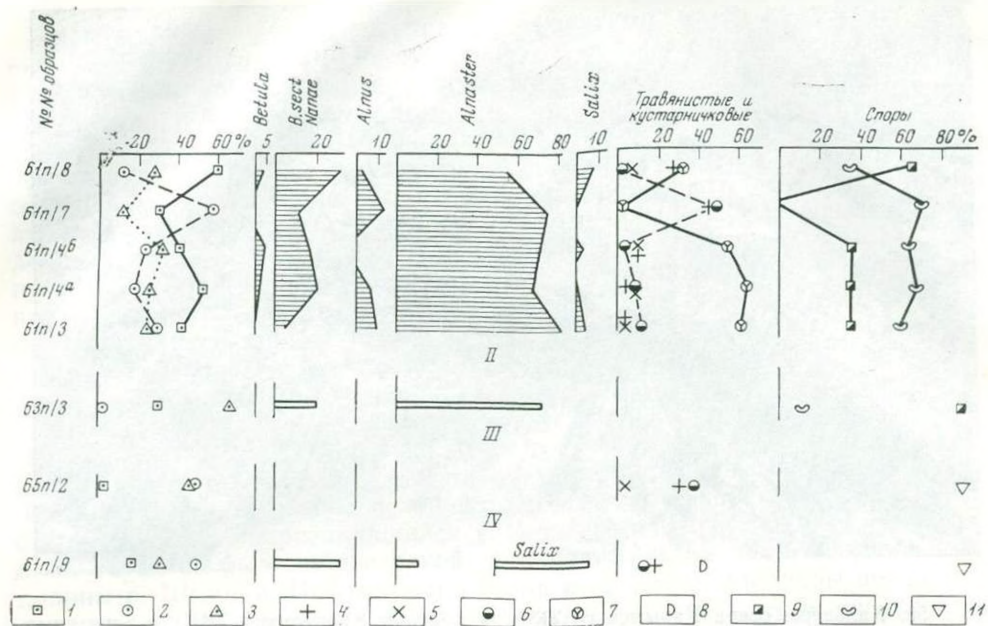


Рис. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений III Узонского озера (по И. А. Егоровой)

1 — Сумма пыльцы древесных и кустарничковых, 2 — сумма пыльцы травянистых, 3 — сумма спор, 4 — Artemisia, 5 — Chenopodiaceae, 6 — Gramineae, 7 — Ericales, 8 — Cyperaceae, 9 — Lycopodiaceae, 10 — Polypodiaceae, 11 — Bryales.

чаются посткальдерные образования только голоценового возраста. Верхнеплейстоценовые вулканические формы здесь отсутствуют, что резко отличает кальдеры данного этапа от тех, которые сформировались в среднеплейстоценовое время. Связанные с молодыми кальдерами пирокластические отложения не перекрываются никакими другими образованиями, кроме голоценовых почвенно-пирокластических чехлов и голоценовых лавовых потоков посткальдерных вулканов.

Следует особо остановиться на районе Большого Семьячика. Здесь проявления верхнеплейстоценового эксплозивного вулканизма не привели к формированию вулкано-тектонической депрессии, а выразились лишь в накоплении толщ пирокластических отложений. Они слагают пемзовые и игнимбритовые покровы, обнаруженные как в центре группы Большого Семьячика, так и простирающиеся к востоку вплоть до берега океана. Отложения этих покровов прекрасно представлены в Жупановском береговом разрезе (рис. 52, горизонт *ig* 3). Здесь они залегают на платоигнимбритах *ig* 2 и отделяются от них неспешимися пемзовыми туфами, флювиальными отложениями и погребенной почвой. Это позволяет говорить, что время их формирования было отделено от главной кальдерообразующей фазы значительным промежутком времени. Подстилающая игнимбриты погребенная почва является аналогом почвы, разделяющей в том же Жупановском разрезе морены двух стадий верхнеплейстоценового оледенения. В то же время игнимбриты перекрываются мореной II стадии этого оледенения, что позволяет относить время их формирования к межстадиалу. Последующие выбросы пирокластического материала в конце верхнего плейстоцена привели к образованию еще менее спешшихся разностей, занимающих самое верхнее стратиграфическое положение в береговом разрезе. Местами они перекрываются мореной II фазы верхнеплейстоценового оледенения, а местами, по-видимому, синхронны ей и кроются лишь голоценовыми почвенно-

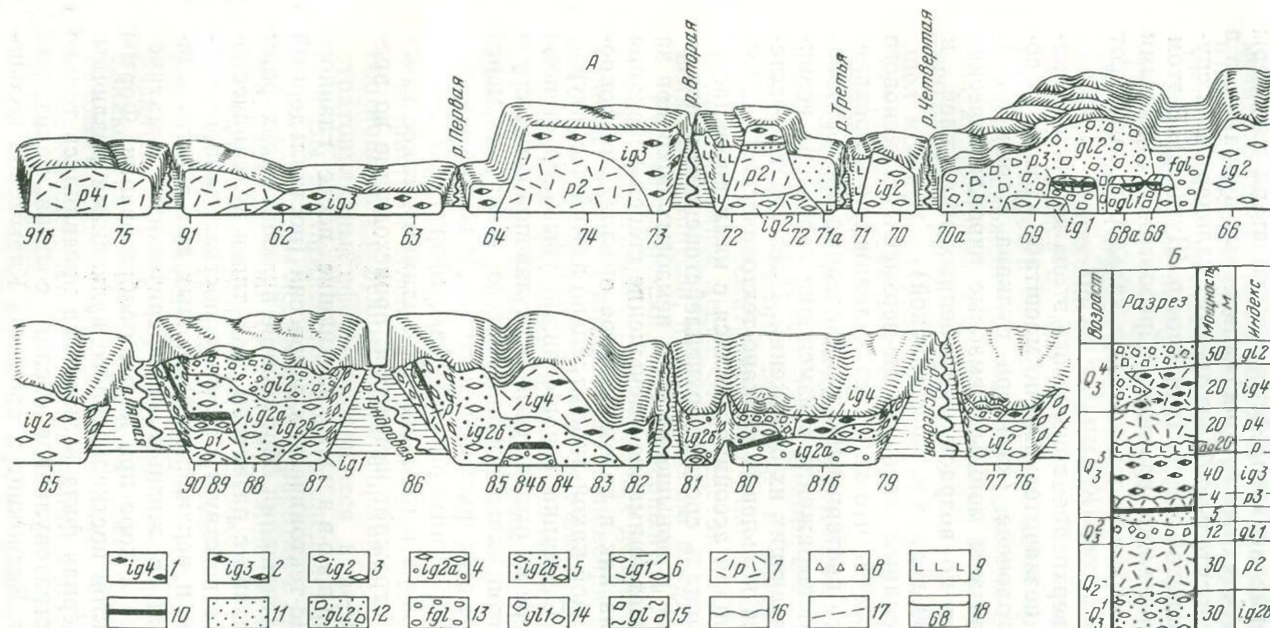


Рис. 52. Схема строения (А) и сводная колонка отложений (Б) участка Жупановского берегового разреза между пос. Жупаново и устьем р. Шумной (по О. А. Брайцевой, Т. С. Краевой, В. С. Шеймовичу)

Игнимбриты, связанные с посткальдерной деятельностью массива Бол. Семьячка:

- 1 — игнимбриты четвертого горизонта,
- 2 — игнимбриты третьего горизонта. Игнимбриты, связанные с формированием кальдеры Бол. Семьячка:
- 3 — игнимбриты второго горизонта неразделенные,
- 4 — игнимбриты нижнего подгоризонта второго горизонта;

- 5 — игнимбриты верхнего подгоризонта второго горизонта;
- 6 — игнимбриты первого горизонта, центры поступления которых неизвестны;
- 7 — разновозрастные неспекшие туфы пемзовых пирокластических потоков,
- 8 — пемзовые лапилли,
- 9 — базальты,
- 10 — погребенные почвы,
- 11 — флювиальные отложения,

- 12 — морена II фазы верхнелейстоценового оледенения,
- 13 — флювиогляциальные отложения II фазы верхнелейстоценового оледенения,
- 14 — морена I фазы верхнелейстоценового оледенения,
- 15 — морена (?) среднелейстоценового оледенения,
- 16 — границы установленные,
- 17 — границы предполагаемые,
- 18 — точки наблюдений

пирокластическими чехлами. Эти образования представлены обширными пемзовыми покровами (так называемые пемзы Ключа Горячего, р4) и черными слабо спекшимися туфами с многочисленными ориентированными включениями шелковистой пемзы ig 4. Последние в виде маломощного покрова прослеживаются на значительные расстояния к западу от хр. Борт, вдоль берега океана и в центре группы Большого Семячика.

Образовавшиеся в течение верхнеплейстоценового этапа кальдеры были заполнены в одних случаях лавами посткальдерных вулканов, а в других — озерами. Озера относительно более древних кальдер были спущены реками (например, Узонское озеро, спущенное р. Шумной). В этом случае на их месте сформировались равнины, образованные озерными отложениями. Озера относительно более молодых кальдер продолжают существовать и по настоящее время (Карымское озеро).

Прямым продолжением верхнеплейстоценового этапа кислого вулканизма явилось образование незначительных по масштабу кальдер и сопутствующих отложений в голоцене (кальдера вулкана Карымского). С этой кальдерой также связаны мощные пемзовые пирокластические потоки, которые датируются по возрасту погребенных ими углей в 7500 лет (ГИН-320, 7450 ± 200 , долина р. Крестьянской).

Рассматривая в целом единый этап средне-верхнеплейстоценового вулканизма, следует подчеркнуть, что характер вулканических проявлений и интенсивность процесса претерпевают направленные преобразования во времени. Это находит выражение в изменении характера возникающих форм рельефа и слагающих их отложений. Наблюдается постепенное уменьшение размеров кольцевых вулкано-тектонических депрессий, сокращение общей площади ассоциирующихся с ними пирокластических покровов (общая площадь средне-верхнеплейстоценовых покровов 5900, голоценовых 200 км²), повышение роли пемзовых покровов за счет игнимбритовых. Обращает внимание уменьшение степени спекания пирокластического материала как в целом по мере омоложения покровов, так и в ходе развития одной какой-либо отдельно взятой структуры. Так, для района Большого Семячика хорошо видно убывание степени спекания игнимбритов по мере их омоложения — от лавоподобных среднеплейстоценовых игнимбритов кальдерообразующего этапа к менее спекшимся верхнеплейстоценовым фьямме-игнимбритам посткальдерного этапа и к слабо спекшимся игнимбритам-туфам, сформировавшимся на границе верхнего плейстоцена и голоцена. По-видимому, такое изменение характера продуктов отражает изменения, происходящие во времени в магматических очагах.

Вулканические образования, возникшие после главного этапа формирования вулкано-тектонических депрессий (посткальдерный комплекс). В генетическом отношении образование вулканических форм рассматриваемого этапа связано с развитием двух типов вулканического процесса. Первый тип соответствует развитию посткальдерного вулканизма в пределах средне- и верхнеплейстоценовых вулкано-тектонических депрессий. Он связан с жизнью периферических магматических очагов, образовавшихся в коре при кальдерообразовании. Формы проявления и состав продуктов посткальдерного вулканизма различны. В одних случаях посткальдерная фаза вулканизма проявлялась только в формировании крупных стратовулканов кислого состава, таких, как Карымский, Академии наук, Беянкина в пределах Карымской кольцевой структуры, или в образовании экструзивных дацитовых и липарит-дацитовых куполов, как это имело место в Узонско-Гейзерной депрессии (сопки Гейзерная, Останец, плато Круглое, г. Белая и др.). Параллельно в кальдерах и вулкано-тектонических депрессиях происходило формирование озерных отложений. Слагающий их материал поставлялся небольшими по масштабам выбросами кислой пирокластики, связанны-

ми с посткальдерным этапом вулканизма. В других случаях посткальдерные вулканические проявления представлены лишь существенно пирокластическими стратовулканами базальтового состава. Таковы голоценовые базальтовые стратовулканы в кальдерах Малого Семячика и Крашенинникова. Наконец, посткальдерная история вулканизма может сочетать обе формы проявления вулканической активности: образуются группы стратовулканов и экструзивных куполов, в пределах которых отмечается полная серия пород от базальтов до липаритов. Такова группа вулканов Большого Семячика, группа лавовых вулканчиков в западной части Мало-Семячинской структуры и др.

Большинство проявлений вулканизма рассматриваемого этапа сосредоточено внутри вулкано-тектонических депрессий. Однако отдельные крупные стратовулканы возникали и вне их, на поверхности окружающих депрессии вулканических плато. Таков, например, длительно развивающийся вулкан Таунищ. По данным А. Е. Шанцера, начало его деятельности связано с внедрением крупных экструзий и одновременно с заложением у южного подножия вулкана ареальной зоны мелких андезитовых лавовых конусов. В дальнейшем постройка вулкана продолжала расти за счет тех же андезитовых лав. В голоцене произошел мощный направленный взрыв, уничтоживший значительную часть постройки вулкана и образовавший взрывной цирк, в котором вырос экструзивный купол.

Особый тип вулканической деятельности в конце верхнего плейстоцена — голоцена связан с поступлением на поверхность новых порций глубинного базальтового вещества в процессе ареального вулканизма. В пределах рассматриваемого участка ареальные излияния занимают весьма скромное место. Они представлены линейными зонами шлаковых и лавовых конусов, наложенных на кальдеру Крашенинникова.

Рассматриваемый посткальдерный этап вулканической деятельности для разных вулкано-тектонических депрессий имеет различный возраст, в зависимости от времени возникновения самих депрессий. Но в целом этот этап охватывает вторую половину верхнего плейстоцена — голоцен. Это время формирования крупнейших стратовулканов Восточной вулканической зоны — Крашенинникова, Кихпинича, Таунища, Малого Семячика, Карымского и др. В этот же отрезок времени сформировались группы более мелких стратовулканов — массив вулканов Большого Семячика, вулканы Карымского района и др. Вулканические постройки в возрастном отношении могут быть разделены на несколько групп по соотношению с ледниковыми формами. К наиболее древним относятся стратовулканы, сформировавшиеся в верхнем плейстоцене до начала II фазы верхнеплейстоценового оледенения. На этих постройках хорошо видны следы ледниковой обработки в виде скульптурных форм и морен, располагающихся у их подножий (постройки массива Большого Семячика за исключением сопки Плоской).

Следующая группа стратовулканов образовалась либо непосредственно перед началом этой ледниковой стадии, либо уже во время ее развития. Скульптурные ледниковые формы на постройках отсутствуют, однако у их подножий широко развиты морены II стадии верхнеплейстоценового оледенения. Развитие пояса морен позволяет считать, что в конце верхнего плейстоцена вулканы уже существовали как центры оледенения (вулкан Таунищ).

Наконец, выделяется группа вулканов, на которых вообще отсутствуют следы верхнеплейстоценового оледенения. Эти постройки образовались в голоцене. К ним принадлежит ряд крупнейших стратовулканов, расположенных в кальдерах — массив Крашенинникова (рис. 53), Малый Семячик, вулкан Карымский.

Экзогенные процессы. Как уже указывалось в начале этого раздела, экзогенные факторы моделировали рельеф, создаваемый непре-

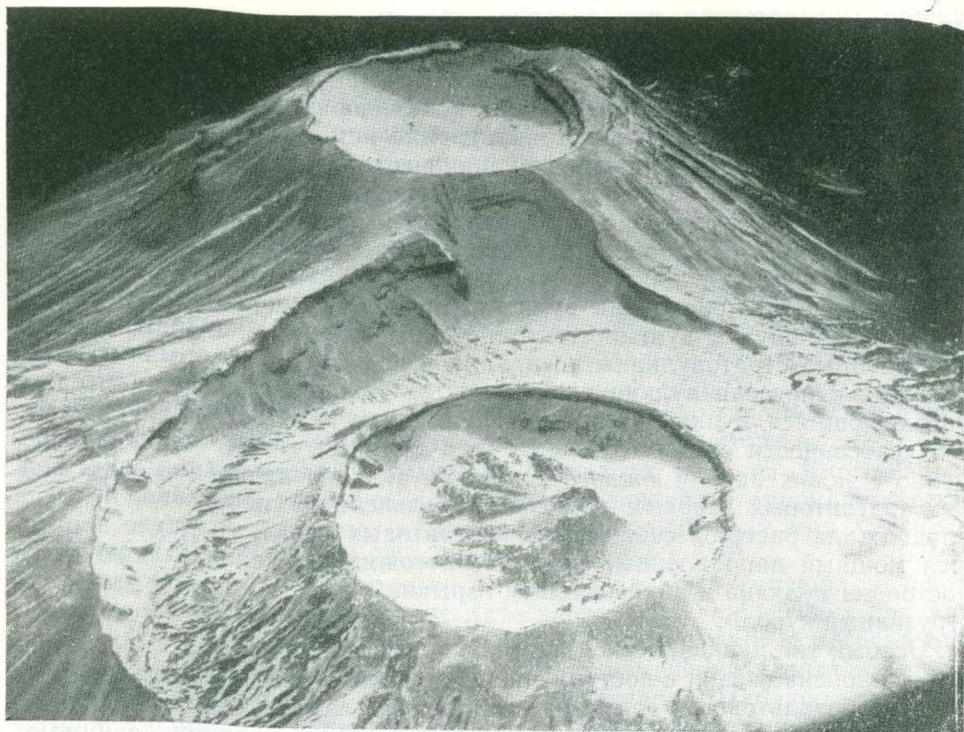


Рис. 53. Вершинные кратеры вулканического массива Крашенинникова
Фото Ю. М. Дубика

рывно протекающими процессами вулканизма. Среди экзогенных факторов главная рельефообразующая роль принадлежит эрозии и верхнеплейстоценовому оледенению. Следы ледниковой деятельности выражены в рельефе в виде скульптурных ледниковых форм и морен последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. Центрами оледенения и питания ледников этого времени были конусы стратовулканов и в меньшей степени поверхности вулканических плато с абсолютными высотами более 1000 м. На ранне- и среднеплейстоценовых вулканических постройках, достаточно расчлененных эрозией к началу оледенения, образовывались хорошо выраженные кары и трог. На более молодых верхнеплейстоценовых вулканах, слабо расчлененных эрозией, лед покрывал склоны построек сплошным покровом и распространялся на прилегающие участки.

Основными центрами оледенения были группы вулканов Большого Семячика, Пра-Таунищ и прилегающие к нему участки плато, докардьерные вулканы Карымского района (вулкан Пирог, г. Плоская и др.). Наиболее крупные долинные ледники спускались до океана по рекам Пятой и Половинке, достигая длины 25 км и имея мощность льда до 300 м. Несколько меньшие долинные ледники концентрировались в долинах рек Крестьянской и Кедровой, спускаясь на запад в направлении Валагинского хребта. В долинах этих рек прекрасно выражены конечно-моренные комплексы с хорошо сохранившимся холмисто-котловинным рельефом. В пределах группы вулканов Большого Семячика оледенение имело типичный для вулканического района характер. Обычные долинные ледники здесь не образовывались. Лед стекал со склонов на прилегающие участки их подножий, выполнял неглубокие речные долины и перекрывал вулканические плато, где образовались ледники с расширенным концом. Небольшой масштаб оледенения обусловил разобщен-

ность ледниковых языков, которые не создали единого слившегося ледника подножий. Крупный ледник существовал в западной части Узонско-Гейзерной депрессии. Начинаясь на вулканах Узон и Пра-Тауишиц, этот ледник проникал через пониженную часть южного борта депрессии в западную часть кальдеры и перекрывал озерную равнину.

В общем ледниковые отложения занимают на рассматриваемом участке грабен-синклинали незначительные площади сравнительно с другими образованиями. Это объясняется, с одной стороны, небольшими масштабами верхнеплейстоценового оледенения, а с другой — широким развитием вулканогенных отложений конца верхнего плейстоцена и голоцена, перекрывающих и замещающих ледниковые осадки. Это особенно хорошо видно на примере Карымско-Семячинской структуры. Мощные пирокластические отложения кальдеры Карымского озера и Малого Семячика, синхронные II фазе оледенения, погребли ледниковые образования.

Относительно характера оледенений, более древних, чем II фаза верхнеплейстоценового оледенения, трудно сказать что-либо определенное, ибо связанные с ними формы рельефа и отложения практически не обнаружены. Лишь в Жупановском береговом разрезе хорошо выделяются два горизонта ледниковых отложений, разделенные последовательными слоями алювиальных песков, галечников, полутораметровым почвенно-пирокластическим чехлом и пачкой пемзовых туфов мощностью 4 м. Верхний горизонт с типичным холмисто-котловинным рельефом поверхности уверенно относится ко II фазе верхнеплейстоценового оледенения. Нижний предположительно сопоставляется нами с I фазой, поскольку весьма прохладные климатические условия времени накопления погребенной почвы, установленные по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, не дают возможности связывать эти горизонты с самостоятельными оледенениями.

Характерной особенностью флювиальной деятельности на протяжении всего четвертичного периода было преобладание эрозионных процессов над аккумулятивными. Даже наиболее древние долины Карымско-Узонского участка грабен-синклинали представляют собой каньоны глубиной до 300—400 м. В их пределах террасы и поймы, как правило, вообще отсутствуют. На отдельных участках имеются только поймы и первая надпойменная терраса. Такое строение речных долин указывает на интенсивную глубинную эрозию и обычно трактуется как показатель интенсивных восходящих новейших движений территории. Однако в вулканических районах в условиях аккумулятивного перекомпенсированного рельефа интенсивная глубинная эрозия продолжается практически независимо от знака тектонических движений, так же, как реки прорезают склоны вулканов, расположенных в грабенах. Эрозионный врез сети в этом случае связан со стремлением водотоков прийти в состояние равновесия с положением базиса эрозии, которое было нарушено быстрым поступлением вулканогенного материала. Интенсивная глубинная эрозия является реакцией на перекомпенсацию.

Характер и история развития гидросети тесно связаны с вулканической деятельностью. Показательно положение долины р. Жупановой. Она как бы очерчивает границы области аккумулятивного рельефа внутри грабен-синклинали. Долина заложилась на стыке горст-антиклинория Валагинского хребта и вулканической области грабен-синклинали. Непрерывное накопление вулканических продуктов — лав и игнимбригов — отжимало долину к периферической части вулканической зоны. Это привело к уникальному явлению — река на протяжении сотен километров течет параллельно океану и прорывается к нему лишь в том месте на юге, где вулканическая аккумуляция ослабевает.

Приуроченность основных положительных форм вулканического рельефа к осевой части зоны как на докальдерном этапе, когда на месте

современных вулcano-тектонических депрессий существовали крупные вулканические массивы, так и на посткальдерном этапе, когда внутри депрессий выросли крупные стратовулканы, привела к возникновению главного водораздела в пределах грабен-синклинали, созданного вулканической аккумуляцией и вытянутого параллельно океану. Речные долины, начинаясь от нее, направляются либо в сторону океана, либо в сторону Балагинского хребта, в соответствии с уклоном местности.

Для гидросети характерна частная перестройка, связанная с накоплением вулканогенного материала, особенно во время мощных вспышек эксплозивного вулканизма. Пирокластические потоки концентрировались в долинах рек, выполняли их и перекрывали прилегающие участки междуречий, создавая обширные пирокластические равнины, отложения которых полностью погребали более древний эрозионный рельеф. После извержения пемз и игнимбритов лишь наиболее крупные речные долины наследовали в общем свое прежнее положение. Таковы древние долины рек Шумной, Пятой, Старого и Нового Семячика, Карымской, Половинной. Эти речные долины заложились еще на доигнимбритовом этапе как крупные водные артерии, разделяющие вулканические группы, существовавшие на месте современных вулcano-тектонических депрессий. Вулканические массивы являлись областями питания рек и естественными водоразделами, откуда они растекались на запад, в бассейн р. Жупановой и на восток, к океану. Во время мощного средне-верхнеплейстоценового этапа эксплозивной деятельности долины были заполнены пирокластическими отложениями, однако нижние их отрезки, где мощности игнимбритов и пемз оказались наименьшими, сохранялись достаточно стабильными. Реки как бы «нащупывали» свое первоначальное положение и в целом наследовали свои прежние долины, что, правда, не исключало и эпигенеза на отдельных участках. Значительно сложнее обстояло дело с верхними отрезками долин, которые либо заполнялись мощными толщами пирокластики, либо попадали в сферу проявления вулcano-тектонических движений, в результате которых в осевой части зоны произошла полная инверсия рельефа: на месте вулканических массивов образовались депрессии. В этом случае происходило полное изменение очертаний речной сети, приспособившейся к создавшимся вулcano-тектоническим структурам. В их пределах реки обычно приурочивались к кольцевым разломам сбрасывания, что и обусловило столь типичную для этого отрезка Восточной зоны дугообразную форму многих долин. Таковы долины рек Гейзерной, верхнего течения Шумной, Старого Семячика, ручья Углогого — притока р. Карымской, истоков Правой Жупановой и др. Все это очень молодые участки речных долин, образованные уже в верхнем плейстоцене-голоцене после образования игнимбритов.

В итоге современные долины крупнейших рек района бассейна Шумной, Старого Семячика, Карымской представляют собой сложные образования, состоящие из разновозрастных участков: нижние отрезки их сохранились как устойчивые образования в течение всего плейстоцена, верхние участки и многие крупные притоки являются результатом перестройки и приспособления в связи с образованием кольцевых структур. В некоторых случаях можно проследить прежние долины рек вплоть до их верховьев. Так, несомненно, что истоками р. Шумной на докальдерном этапе был ручей Безымянный, причем эта долина Пра-Шумной была заложена по зоне разлома северо-западного простирания. Во время мощного этапа эксплозивной деятельности долина Безымянного была полностью выполнена игнимбритами, и современная долина р. Шумной сформировалась из древнего отрезка ее нижнего течения и верхнего, целиком обусловленного образованием Узонско-Гейзерной депрессии.

Если говорить о более мелких водотоках, то они являются крайне молодыми образованиями, возникшими на поверхности пемзовых и иг-

нимбритовых плато в верхнем плейстоцене — голоцене. Мелкие водотоки либо заложились по тектоническим трещинам, либо используют трещины, возникшие в процессе остывания пирокластических покровов, и в настоящее время вся работа рек направлена на расчленение этих покровов и формирование рельефа типа бедленд.

Авачинско-Жупановский участок

Авачинская группа вулканов (рис. 54) — крайний южный участок Восточно-Камчатской грабен-синклинали, характеризуется некоторыми специфическими особенностями развития рельефа в связи со структурным положением. Эта вулканическая группа приурочена к области четвертичного прогибания, расположенной между Авачинским заливом на юге и Налачевским поднятием на севере, отделяющим ее от более северной, Жупановской группы вулканов. Область прогибания четко устанавливается по отсутствию в пределах указанного района не только пород дислоцированного фундамента, но и более молодых неоген-раннечетвертичных отложений. В отличие от Жупановской группы вулканов, где образования первой половины четвертичного периода являются пьедесталом, на который насажены более молодые вулканические постройки, в пределах Авачинской группы вулканов такой пьедестал в виде лав плато и раннеплейстоценовых сооружений вообще отсутствует. Лишь на периферии вулканической группы в северо-западном и северо-восточном секторах имеются выходы пород плиоцен-раннечетвертичного комплекса, включающие базальты плато и подстилающие их туфогенно-пирокластические отложения. Южнее, в пределах, самой группы, эти породы опущены и перекрыты более молодыми отложениями.

Структурное положение Авачинской группы определяется по результатам комплексных геофизических исследований, показавших (Штейнберг и др., 1966; Балеста, 1969) существование под ней крупного грабена северо-западного простирания с максимальным погружением мелового фундамента в районе вулкана на 1200 м ниже уровня моря. В пределах грабена меловой фундамент отличается блоковым строением. Нарушения, ограничивающие блоки, имеют северо-восточное и северо-западное направление при определяющей роли последнего. Положение самих вулканов Авачинской группы контролируется глубинным разломом северо-западного простирания. Питание вулканов осуществляется из зоны генерации магмы на глубине более 80 км (Федотов, Фарберов, 1966). В то же время результаты комплексных геофизических исследований (Штейнберг, 1966), подтвержденные сейсмическим зондированием (Балеста, 1969), указывают на существование под Авачинской группой вулканов периферического магматического очага размером $5,2 \times 0,9$ км, на границе между меловым фундаментом и вышележащей вулканической толщей.

Формирование рельефа в пределах Авачинской группы вулканов определялось вулканической деятельностью и экзогенными процессами, развившимися на фоне прогибания территории. Нисходящее направление тектонических движений обусловило специфику рельефообразования на этом участке. Во-первых, аккумулятивное направление экзогенных процессов привело к широкому развитию экзогенных форм рельефа и отложений, занимающих площади, сопоставимые с площадями вулканогенных образований. Во-вторых, обращает внимание молодость созданных форм рельефа и отложений. Как хорошо видно на прилагаемой схеме (рис. 55), практически все формы рельефа имеют верхнеплейстоценовый и голоценовый возраст, а более древние образования оказались погребенными под молодыми толщами или разрушенными. Если учесть, что вулканизм является также аккумулятивным фактором, то вулканические группы типа Авачинской следует рассматривать как арену грандиозно-



Рис. 54. Вулканы Авачинской группы. Хорошо видны молодые ($Q_3^4—O_4$) существенно-пирокластические стратовулканы Авачинский (Ав) и Корякский (К) и сильно разрушенные вулканы Арик (Ар) и Ааг (А). У подножья вулканов морены (М) II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Фото Ю. М. Дубика

го проявления аккумулятивных процессов в целом, как экзогенных, так и эндогенных. Именно они определили основные черты строения территории, создав главные формы макрорельефа от высокогорных вулканических сооружений до целой гаммы аккумулятивных равнин подножий.

Геоморфологическое строение Авачинской группы достаточно хорошо изучено и детально описано (Мелекесцев и др., 1970), так что нет необходимости снова останавливаться на этом. Для группы в целом характерно ярусное строение рельефа. Обычно четко выражены два яруса: верхний — конусы вулканов и нижний — область аккумулятивных равнин их подножий.

Сказать что-либо определенное о формировании рельефа в начале новейшего этапа в пределах Авачинской группы не представляется возможным, ибо формы рельефа и отложения этого возраста здесь отсутствуют. Наиболее древними вулканами являются Ааг и Арик, сложенные мощными потоками светло-серых дацитов и риолитов. Эти вулканы моложе раннеплейстоценовых лав плато и щитовых вулканов и в то же время достаточно древние, сильно разрушенные сооружения. Первичные склоны вулканов сохранились в виде отдельных платообразных останцов в нижних частях построек. На месте же большей части конуса под действием эрозии и верхнеплейстоценового оледенения сформировался резко расчлененный эрозионно-ледниковый рельеф. Прекрасно выражены скульптурные ледниковые формы — кары и трюги с комплексом верхнеплейстоценовых и голоценовых морен, что позволяет говорить о том, что к началу верхнеплейстоценового оледенения эти вулканические сооружения уже существовали и были достаточно расчленены эрозионными процессами. По-видимому время их формирования падает на этап мощного проявления кислого вулканизма восточной вулканической зоны. На рассматриваемом участке грабен-синклинали в отличие от ее центральной части, где формировались игнимбритовые покровы и кальдеры, проявления кислого вулканизма выразились в образовании дацитовых, существенно лавовых стратовулканов.

Основные черты современного вулканического рельефа Авачинской группы и ее подножий сформировались в верхнем плейстоцене и голоцене. Именно в это время были созданы крупные стратовулканы Авачин-

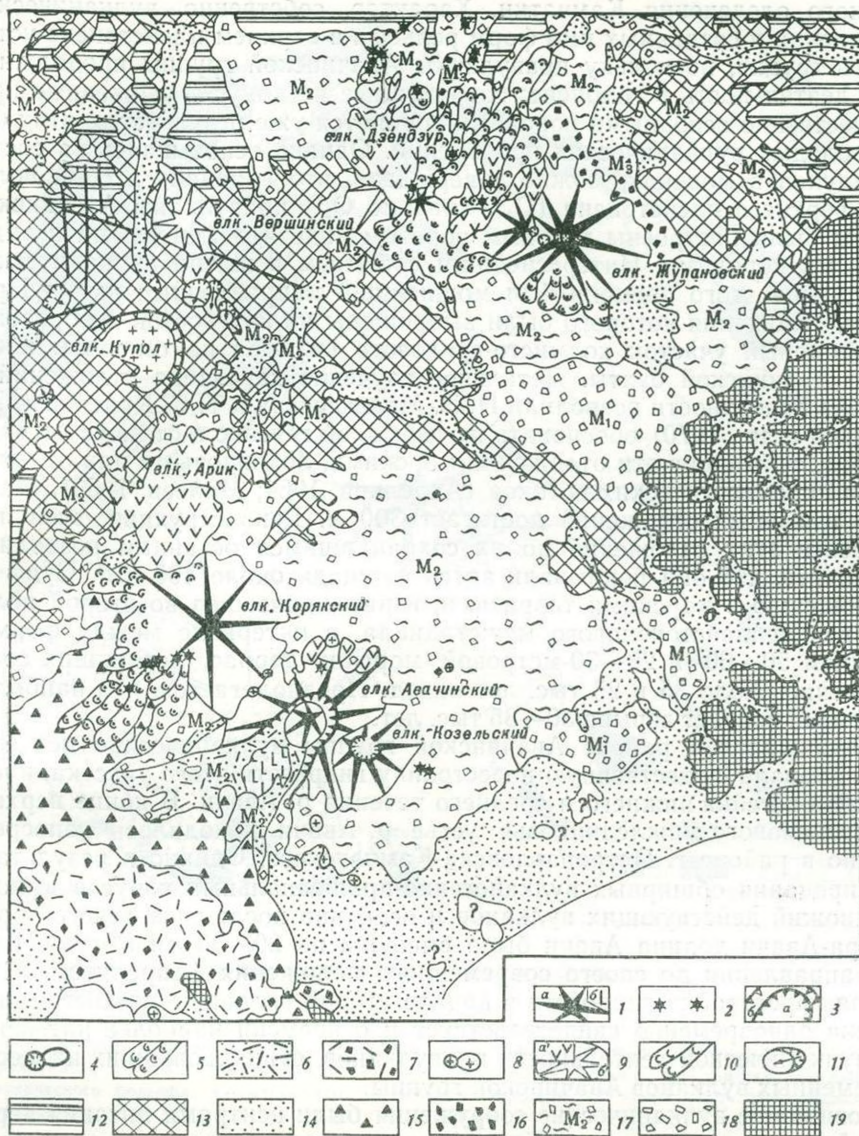


Рис. 55. Геоморфологическая схема Авачинско-Жупановского участка

1 — хорошо сохранившиеся (а) и слабо разрушенные (б) стратовулканы позднелейстоцен-голоценового возраста, 2 — шлаковые и лавовые конуса верхнелейстоцен-голоценового возраста; 3 — кальдера в Авачинского (а) и в Купол (б); 4 — кратеры, выраженные и не выраженные в масштабе; 5 — лавовые потоки и равнины позднелейстоцен-голоценового возраста; 6 — пирокластические потоки голоценового возраста; 7 — отложения направленного взрыва; 8 — экструзивные купола; 9 — в разной степени разрушенные стратовулканы: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные; 10 — лавовые потоки и равнины средне-верхнелейстоценового возраста; 11 — сейсмоструктурные обвалы и оползни; 12 — лавовые плато; 13 — участки вулканогенно-тектонического рельефа; 14 — аккумулятивные равнины верхнелейстоцен-голоценового возраста; 15 — голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины, 16 — морены голоценовых ледников; 17 — морены II фазы верхнелейстоценового оледенения; 18 — морены I фазы верхнелейстоценового оледенения; 19 — участки денудационно-тектонического рельефа

ский, Корякский, Козельский, шлаковые и лавовые конусы подножия Корякского вулкана и экструзивные купола в центре вулканической группы.

Начало формирования современных крупных стратовулканов падает на верхний плейстоцен — эпоху похолодания климата и последнего

крупного оледенения Камчатки. Характер собственно вулканических проявлений и созданных ими форм рельефа в верхнем плейстоцене установить трудно, поскольку правулканы Авачинской группы продолжили свою деятельность в голоцене; современные их конусы, сложенные преимущественно основными породами, являются уже результатом этих более молодых вулканических проявлений. Однако основываясь на составе валунов в моренах, можно утверждать, что в начале второй половины верхнего плейстоцена (Q_3^2 — начало Q_3^3) правулканы Авачинской группы были построены главным образом андезитодацитовыми и андезитовыми породами. Интереснейшим событием в жизни вулканических сооружений этого времени был мощнейший направленный взрыв Пра-Авачи, отложения которого были выброшены на юго-восток и образовали обширный участок холмисто-грядового рельефа на северном побережье Авачинской бухты. Детальное изучение характера отложений и рельефа поверхности позволили И. В. Мелекесцеву и Т. С. Краевой (Мелекесцев и др., 1970) обосновать их взрывной генезис в отличие от ряда авторов, считавших эти отложения морскими, ледниковыми или отложениями пирокластических потоков (Апрелков, 1964; Малеев, 1963). Мощности взрывных отложений достигает 300 м. Реконструкция всей поверхности этих отложений по их сохранившимся останцам позволила установить, что они покрывали здесь площадь около 400 км². Судя по соотношению с морскими террасами, взрыв произошел во второй половине верхнеплейстоценового межстадиала, в интервале между формированием 50—60- и 28—30-метровой морских террас, возникших соответственно около 35 и 25 тыс. лет назад. Предполагается, что наиболее вероятный возраст взрыва 30—35 тыс. лет.

Начавшаяся в районе Авачинской группы вулканическая деятельность вызвала существенную перестройку гидросети этого участка, в частности бассейна нижнего и среднего течения р. Авачи. В конце верхнеплейстоценового межледниковья устье р. Авачи находилось непосредственно в районе г. Петропавловска-Камчатского. Однако в результате формирования обширных вулканогенно-пролювиальных конусов выноса у подножий действующих вулканов и особенно после гигантского взрыва Пра-Авачи долина Авачи была смещена на 20—30 км в юго-западном направлении до своего современного положения (Апрелков, 1964). Резкая перестройка гидросети в начале второй половины верхнего плейстоцена одновременно свидетельствует и о времени наиболее интенсивной вулканической деятельности правулканов, существовавших на месте современных вулканов Авачинской группы.

Возникшие вулканические сооружения были центрами питания верхнеплейстоценовых ледников. Характер оледенения был весьма специфичным: каровые и долинные ледники отсутствовали, на слаборасчлененных, недавно созданных и продолжавших формироваться вулканах возникали ледники вулканических конусов, которые, по-видимому, более всего напоминали сильно разросшиеся ледники типа ледяных шапок и поясов (Виноградов, Мелекесцев, 1966). Лед одевал вулкан сплошным покровом, не столько расчленяя его склоны, сколько консервируя и сглаживая их. Вследствие значительной высоты вулканов и низкого положения снеговой границы процесс льдообразования на их склонах шел достаточно интенсивно, а возникавшие «излишки» льда по крутым склонам конусов беспрепятственно сползали к основанию, образуя огромные ледники подножия. Ледник подножий окаймлял практически всю вулканическую группу, причем в северной части он питался дополнительно долинными ледниками, сползавшими с вулканов Лаг и Арик (рис. 56). Поперечник такого огромного ледяного поля, окружавшего Авачинскую группу вулканов, составлял около 60—70 км, а площадь — около 1200 км². Внешний край ледникового покрова имел сложную лопастную форму. Наблюдается отчетливая связь высот, до которой спускались

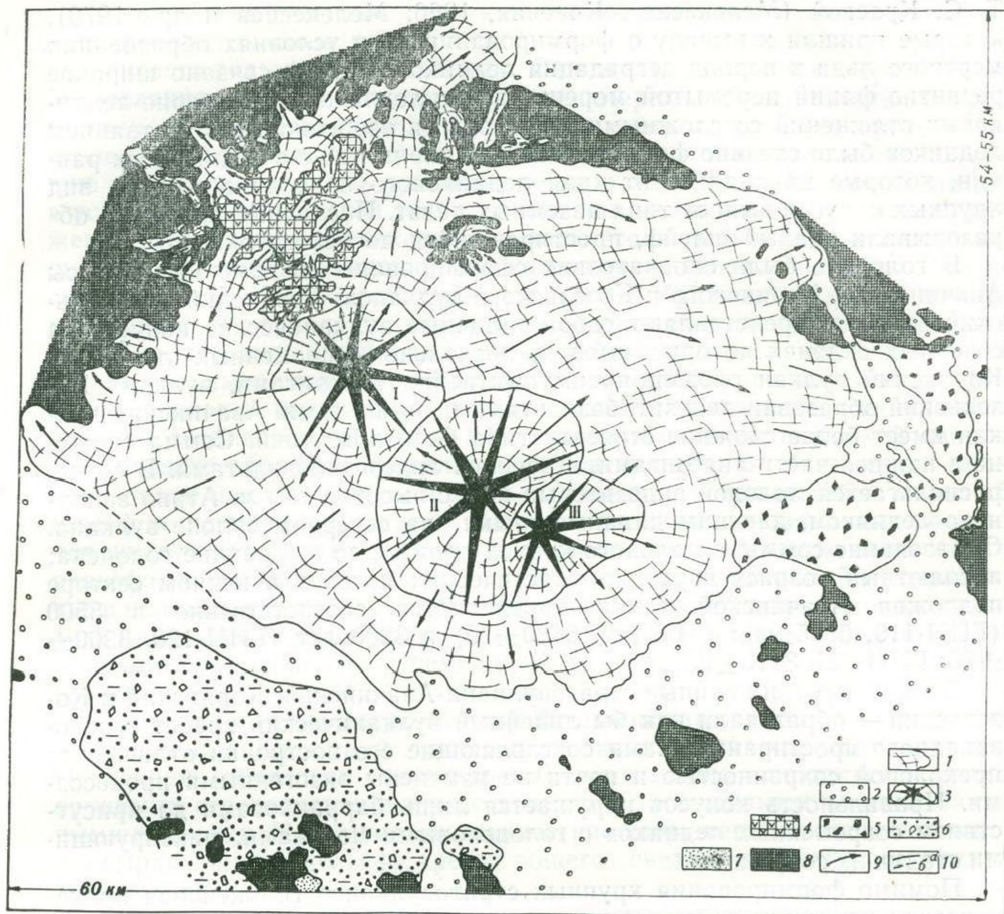


Рис. 56. Реконструкция ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения Авачинской группы вулканов

1 — ледники; 2 — флювиогляциальные равнины; 3 — вулканы, действовавшие во время оледенения; 4 — разрушенные вулканы; 5 — морена I фазы верхнеплейстоценового оледенения; 6 — отложения направленного взрыва в. Авачинского; 7 — участок дельтовой равнины; 8 — участки денудационно-тектонического рельефа; 9 — направления движения ледников; 10 — границы: а) установленные, б) предполагаемые

ледники, с экспозицией склонов и размерами вулканов, служивших областями питания, а также с абсолютными отметками поверхности, на которую ледники выходили. Оценка мощностей льда в 100—150 м для ледников подножий и 80—100 м для ледниковых шапок позволяет ориентировочно оценить общий объем ледников Авачинской группы в 160 км³.

Оледенение явилось одним из важнейших рельефообразующих факторов на территории Авачинской группы вулканов. Закрыв огромные площади подножий, ледники по существу прекратили деятельность других экзогенных факторов, уничтожили имевшуюся гидросеть, которая после оледенения практически была создана заново. Ледниками было снесено с вулканов и законсервировано во время синхронных извержений колоссальное количество обломочного материала, сформировавшего после деградации оледенения обширные участки холмисто-котловинного рельефа. Последние представляют собой достаточно сложные образования, в строении которых принимают участие отложения многих ледниковых и водно-ледниковых литогенетических типов. Характер и особенности этих отложений были детально изучены И. В. Мелекесцевым и

Т. С. Краевой (Мелекесцев, Краевая, 1966; Мелекесцев и др., 1970), которые пришли к выводу о формировании их в условиях образования мертвого льда в период деградации ледников. С этим связано широкое развитие фаций перемытой морены, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений со сложными текстурными особенностями. С таянием ледников было связано формирование обширных водно-ледниковых равнин, которые начинались от края ледникового покрова и имели вид крупных конусов выноса типа наземных дельт. Последние, сливаясь, образовывали единый шлейф, простиравшийся до берега океана.

В голоцене были окончательно сформированы современные конусы Авачинского, Корякского и Козельского вулканов. Корякский и Козельский вулканы представляют собой типичные вулканические конусы, на северных склонах которых имеется несколько современных ледников. Корякский вулкан сложен преимущественно андезитами, вулкан Козельский образован андезитобазальтами и базальтами. Авачинский вулкан имеет более сложное строение типа Сомма-Везувий. Сомма сложена в нижней части андезитами, в верхней андезитобазальтами. В сомме располагается молодой андезитовый конус высотой 700 м. Атрио заполнено ледником, дающим длинные языки на северном склоне вулкана. Образование соммы и молодого конуса произошло в середине голоцена; абсолютный возраст двух пирокластических потоков в южном секторе подножья Авачинской сопки определяется соответственно в 5500 (ГИН-119, 5555 ± 45 ; ГИН-122, 5480 ± 70) и 3200 лет (ГИН-120, 3300 ± 35 ; ГИН-121, 3110 ± 25).

Возникшие три крупные стратовулкана-Авачинский, Корякский и Козельский — образовали как бы линейный вулканический хребет северо-западного простираения. Сами составляющие его постройки отличаются прекрасной сохранностью и почти не изменены экзогенными процессами. Правильность конусов нарушается лишь барранкосами да присутствием современных ледников с голоценовыми моренами, фиксирующими стадии их сокращения.

Помимо формирования крупных стратовулканов голоценовая вулканическая деятельность проявилась в создании базальтовых шлаковых и лавовых конусов с многочисленными лавовыми потоками у южного подножья Корякского вулкана. Лавовые потоки перекрывают верхнеплейстоценовые морены, образуя лавовые поля с первичным микрорельефом поверхности, почти не затронутым эрозионным расчленением. Голоценовый возраст имеют, вероятно, некоторые экструзивные куполы, в частности купол с очень свежей поверхностью, расположенный к северо-западу от вулкана Арик.

Подножия вулканов в голоцене были ареной широкого проявления флювиальных процессов. Главная роль принадлежит здесь эрозионно-аккумулятивной деятельности сухих рек. Образованные ими флювиальные равнины занимают огромные площади и имеют вид крупных конусов выноса или наземных дельт. Отложения сухих рек, связанных с действующими вулканами, названы нами вулканогенно-пролювиальными. Этот термин подчеркивает, с одной стороны, формирование осадков временными водотоками и, с другой — вулканическое происхождение их материала. В тех случаях, когда сухие реки начинаются от современных ледников, формируемые ими дельты называются современными флювиогляциальными равнинами. Если сухие реки приурочены к потухшим вулканам, образованные ими равнины получили название пролювиальных, так как отсутствие свежего пирокластического материала вызывает некоторые особенности в характере их отложений. Несмотря на разницу слагающих наземные дельты генетических типов осадков (вулканогенно-пролювиальные, флювиогляциальные, пролювиальные), морфологически все они представляют собой однотипные крупные конусы выноса, сливающиеся на периферии вулканов в единый мощный шлейф.

Современная деятельность сухих рек направлена на преобразование моренных комплексов верхнеплейстоценового оледенения и замещение ледникового рельефа флювиальным. Однако направление и скорость преобразования рельефа зависят в первую очередь от направления современных тектонических движений, определяющих характер протекания флювиальных процессов. В этом плане северное и юго-западное подножие Авачинской группы вулканов четко отличаются. На северо-западе в условиях тектонической стабильности или медленных восходящих движений реки не образуют конусов выноса, столь типичных для прогибающихся участков. Эрозионно-аккумулятивная деятельность водотоков сосредоточена в каньонообразных или ящикообразных долинах с крутыми бортами. Флювиальные равнины выражены в виде узких полос на фоне полей реликтовых ледниковых отложений. Ледниковые образования не столько размываются и погребаются, сколько просто расчленяются реками на отдельные крупные массивы, что является начальной стадией переработки ледникового рельефа. Юго-западный участок подножий явился и в голоцене областью продолжающегося прогибания. Здесь сухие реки образовали мощные конусы выноса, сливающиеся между собой в единый шлейф по периферии вулканов. Широкое развитие флювиальных процессов по всей площади привело к почти полному исчезновению ледникового рельефа, погребенного под более молодыми отложениями. Такое различие в направлении голоценовых движений северо-восточного и юго-западного подножий Авачинской группы вулканов отражает, по-видимому, современное направление перемещений по разлому, трассируемому стратовулканами.

Расположенная к северо-востоку Жупановская группа вулканов включает вулканы Дзензур и линейный вулканический хр. Жупановский. Последний образован двумя-тремя существенно пирокластическими крупными стратовулканами и несколькими насаженными на него побочными конусами. Названные вулканические сооружения составляют хорошо выраженный в рельефе хребет общего северо-западного простирания (см. рис. 111).

История развития рельефа района Жупановской группы вулканов в новейший геоморфологический период представляется в следующем виде. Верхний плиоцен был временем проявления мощного вулканизма, сформировавшего большое количество вулканических построек, разнообразных по строению и составу пород: стратовулканов, экструзивных куполов, шлаковых и лавовых конусов и др. В связи с тем что большинство созданных в то время форм почти полностью разрушено и не поддается реконструкции геоморфологическими методами или погребено при формировании молодых вулканов, более детально восстановить условия рельефообразования данного этапа не представляется пока возможным.

После непродолжительной эпохи выравнивания предположительно в самом конце верхнего плиоцена — начале нижнего плейстоцена (?) произошли мощные излияния базальтовых и андезитобазальтовых лав. Продукты этих излияний образовали обширные лавовые равнины и множество относительно небольших щитообразных и существенно лавовых стратовулканов. На отдельных участках по понижениям рельефа лавовые потоки проникли и в пределы развития низкорного денудационно-тектонического рельефа основания современного Шипунского полуострова.

В дальнейшем, во второй половине среднего плейстоцена — голоцене, история формирования рельефа Жупановской группы практически не отличалась от рассмотренной выше эволюции Авачинской группы вулканов. В среднем — начале верхнего плейстоцена, во время мощной вспышки кислого вулканизма, возник сложенный андезитодацитами и андезитами вулкан Дзензур. Этот вулкан является аналогом вулканов Арик и Ааг Авачинской группы и по возрасту относится нами к среднему-верхнему плейстоцену. Начало первой половины верхнего плейстоцена харак-

теризуется преимущественно андезитовым вулканизмом; обломки пород этого возраста широко представлены в ледниковых отложениях I фазы оледенения у южного подножья Жупановского вулкана. Концу верхнего плейстоцена и голоцену свойствен андезитобазальтовый вулканизм, сформировавший современные постройки вулканического Жупановского хребта. Голоценовая вулканическая деятельность проявилась также в образовании шлаковых конусов, с которыми связаны очень мощные (50 м) и протяженные потоки глыбовой лавы и небольшое количество экструзивных куполов.

Южная Камчатка

Грабен-синклираль Южной Камчатки представляет депрессию, заполненную верхнеплиоцен-четвертичными вулканическими породами. Дислоцированные неогеновые отложения фундамента здесь погружены и, как правило, не вскрываются современным эрозионным врезом. Структура имеет общее северо-восточное простирание и протягивается от широтного отрезка долины р. Карымчины на севере до вулкана Камбального на юге. Максимальная ширина ее достигает 100 км, длина 170 км, общая площадь распространения аккумулятивного вулканического рельефа составляет около 7500 км². С севера, востока и юга район развития вулканогенно-аккумулятивного рельефа окаймляется разной ширины участками вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа, втянутыми в поднятие периферическими частями грабен-синклинали Южной Камчатки.

Грабен-синклираль приурочена к структурной ступени поверхности Мохо ограниченной двумя флексурами (рис. 57). По обеим флексурам отмечается погружение поверхности Мохо в общем направлении на запад. Флексуры фиксируют положение зон глубинных разломов, хорошо выраженных в виде линейных полос высоких градиентов силы тяжести, а на поверхности проявленных в разломах ограничения грабен-синклинали.

Вдоль восточного борта грабен-синклинали протягивается линейный ряд крупных вулканов центрального типа, характеризующихся глубокой дифференцированностью слагающих их пород. С вулканами этого ряда ассоциируют крупные кальдеры и вулcano-тектонические депрессии. На юге грабен-синклинали располагается Паужетская вулcano-тектоническая депрессия. С ней на северо-востоке смыкается вулcano-тектоническая эллипсообразная депрессия, длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. К ней приурочены стратовулканы Ильинский и Желтовский. Севернее следуют кальдеры Призрак и Ксудач, вулканы Асача и Ходутка. На крайнем северо-востоке грабен-синклинали расположен крупный вулкан Горелый, к которому с востока примыкает вулкан Мутновский. Все эти вулканы вытягиваются параллельно крупной зоне высоких градиентов силы тяжести, но несколько отодвинуты от нее на запад.

Локализация отдельных перечисленных центров тесно связана с зонами сдвигов северо-восточного (45°) и северо-западного простирания, фиксирующихся в поле силы тяжести и смещающих границу геоантиклинального поднятия Берегового хребта. С этими глубинными зонами разломов на поверхности связаны располагающиеся к ним под углом 30° широтные системы трещин отрыва. В геоантиклинали Берегового хребта они фиксируются узкими широтными грабенами, морфологически выраженными бухтами и примыкающими к ним долинами рек. В грабен-синклинали Южной Камчатки такие трещины отрыва, расположенные на прямом продолжении грабенов, секущих геоантиклиналь Берегового хребта, контролируют кратерные зоны вулканов.

Особенно характерно положение наиболее южной группы вулканов. Здесь вулcano-тектоническая депрессия Курильского озера — Паужетки,

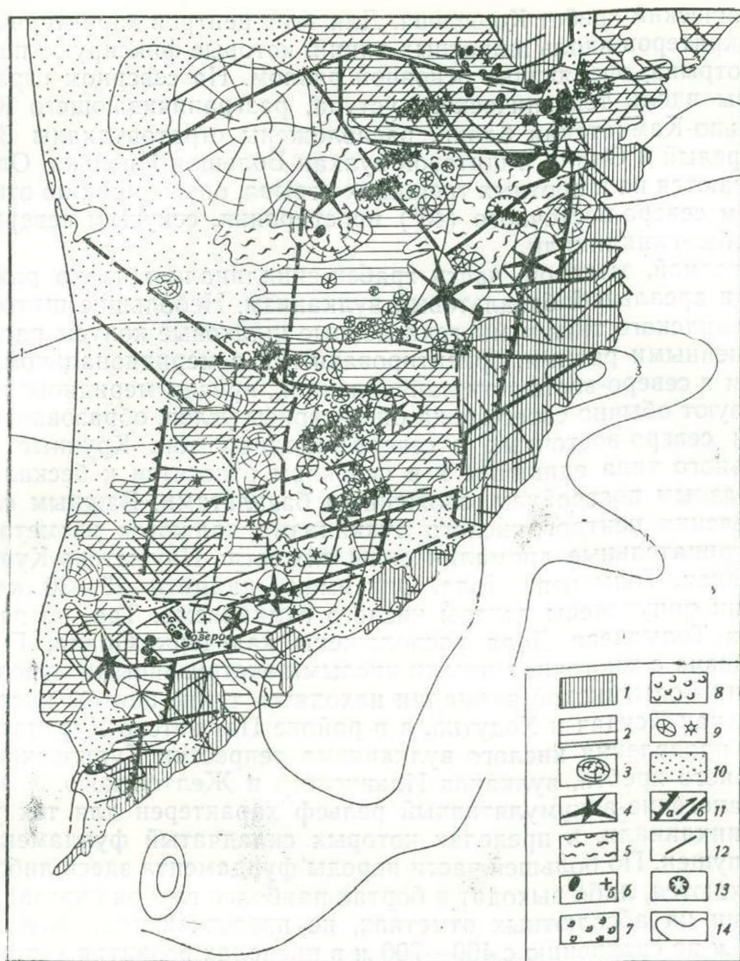


Рис. 57. Геолого-структурная схема Южной Камчатки

1 — поднятия, сформированные на дислоцированных доплиоценовых отложениях; 2 — поля развития плиоцен-нижнечетвертичных эффузивов (дополнительной косой штриховкой выделены поднятые блоки гор Голыгинских и Детинка, Начикинской поперечной зоны дислокаций, стабилизированных блоков на восточном обрамлении грабен-синклинали); 3 — базальтовые щитовые и щитообразные вулканы (Q_1-2); 4 — крупные сложные постройки стратовулканов центрального типа андезитового и андезито-базальтового и базальтового состава (Q_3-4); 5 — покровы ингимбритов и пемз (Q_2-Q_4); 6 — экструзивные купола Q_2-Q_4 : а) крупные группы, б) единичные купола; 7 — потоки вязких кислых лав; 8 — потоки базальтовых лав (Q_3-4); 9 — базальтовые шлаковые конуса и мелкие щитовые вулканы (Q_3-4); 10 — зоны аккумуляции рыхлых четвертичных отложений; 11 — глубинные разломы по гравиметрическим данным: а) флексур поверхности М, б) прочие разломы, в том числе и глубинные сдвиги; 12 — геологически наблюдаемые разломы; 13 — крупные кальдеры и вулканотектонические депрессии; 14 — линии равного количества эпицентров землетрясений с глубиной очага более 50 км рассчитанные на квадрат со стороной 25 км (по данным наблюдений сети сейсмических станций за 1963—1970 гг.)

вулканы Ильинский и Желтовский образуют ряд, вытянутый по оси грабена на северо-восток 45° . Разлом южного ограничения грабена совпадает с одной из сдвиговых зон. Локализация отдельных центров и кратеров в грабене четко связана с системой широтных трещин отрыва.

Аналогичным образом крупные долгоживущие вулканы располагаются вдоль разломов северо-западного простирания, образующих северное и южное ограничение грабен-синклинали Южной Камчатки. Южной границей структуры является крупный сбрососдвиг северо-западного простирания. К его юго-западному крылу примыкает вулкан Камбальный

и вулканический хребет Кошелева. Для этих центров характерно распределение кратеров вдоль широтных линий, которые фиксируют положение трещин отрыва, оперяющих основной разлом. На северном ограничении структуры вдоль тектонического уступа, разграничивающего Южно- и Центрально-Камчатский блоки, расположены стратовулканы Вилучинский, Горелый и Опала и щитовой вулкан Большая Ипелька. Они также располагаются на широтных трещинах отрыва, оперяющих по отношению к сдвигам северо-восточного (45°) простирания, секущим северную грабень грабен-синклинали.

В западной, тыловой, части грабен-синклинали широко развит трещинный и ареальный базальтовый вулканизм. Небольшие щитовые вулканы исландского типа и многочисленные шлаковые конусы распределяются линейными рядами, ориентированными в меридиональном, северо-западном и северо-восточном направлениях, причем меридиональные ряды образуют обычно своего рода биссектрисы углов, образованных пересечением северо-восточных и северо-западных зон. Крупные вулканы центрального типа единичны и в основном относятся к бескальдерным щитообразным постройкам, сложенным базальтами. Важным фактором распределения центров кислого вулканизма являются изометричные в плане отрицательные аномалии силы тяжести: Паужетско-Курильская, Голыгинская, Толмачева Дола. Они имеют диаметр 25—30 км. К их периферии приурочены центры кислого вулканизма. Так, по периферии аномалии Толмачева Дола расположены кальдеры Опала, Горелая и вулкан Асача с многочисленными кислыми экструзивными куполами. По периферии Голыгинской аномалии находятся такие центры кислого вулканизма, как Ксудач и Ходутка, а в районе Паужетско-Курильской аномалии — проявления кислого вулканизма депрессии Курильского озера, Камбального хребта, вулканов Ильинского и Желтовского.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф характерен для тех участков грабен-синклинали, в пределах которых складчатый фундамент значительно опущен. По большей части породы фундамента здесь либо вообще не обнажаются, либо выходят в бортах наиболее глубоко врезанных речных долин на абсолютных отметках, не превышающих, как правило, 200—300 м по сравнению с 400—700 м в пределах развития участков вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа и 700—1100 м в пределах голоценовых и горст-антиклинальных хребтов побережья Тихого океана. Поэтому вполне вероятно, что повсеместно район вулканогенно-аккумулятивного рельефа отделен от периферических частей грабен-синклинали системой разрывных нарушений. Часть такого рода нарушений хорошо выражена в рельефе, а главная их масса погребена под толщей вулканогенных пород. Из этого следует, что основной этап тектонической перестройки структуры грабен-синклинали имел место, по-видимому, еще до накопления пользующихся здесь преимущественным распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ второй половины четвертичного периода. Разрывные нарушения типа малоамплитудных сбросов и трещин широко представлены и на территории развития вулканического рельефа. Многие из них контролируют распространение молодых шлаковых и лавовых конусов участков ареального и эксцентрического вулканизма.

В настоящее время район развития вулканогенно-аккумулятивного рельефа представляет собой обширное нагорье, имеющее четкое двухъярусное строение. Нижний ярус включает находящиеся на разных гипсометрических отметках (100—800 м) фрагменты плато, равнины лавовых и пирокластических покровов, а верхний — поднимающиеся над ними постройки вулканов, шлаковые и лавовые конусы и экструзивные купола. Абсолютная высота наиболее крупных стратовулканов достигает 2000—2500 м. Таким образом, общая высота вулканического нагорья, приуроченного к наиболее опущенной части современной грабен-синкли-

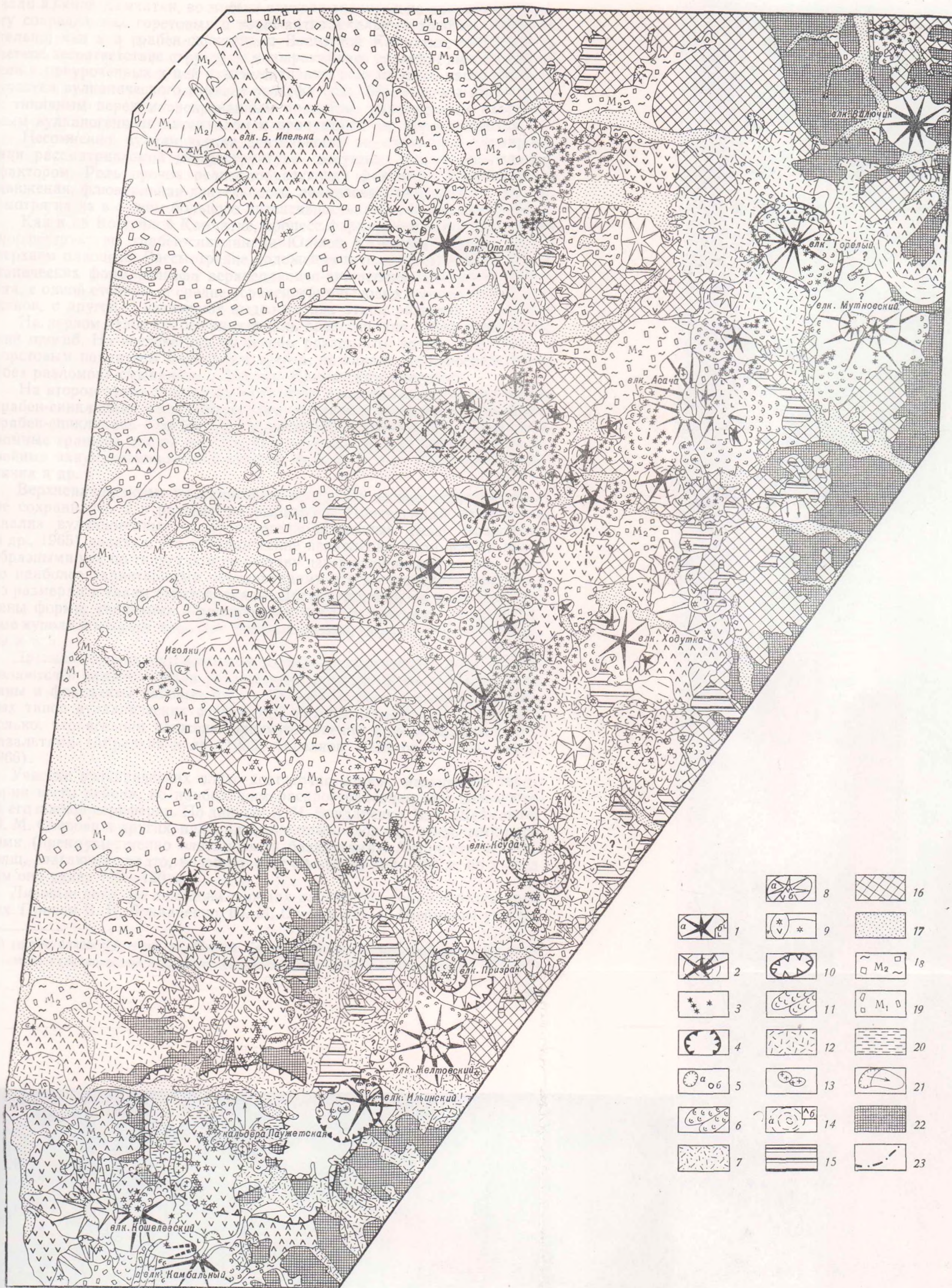


Рис. 58. Геоморфологическая схема Южной Камчатки

- 1 — хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные;
- 2 — мелкие щитовые вулканы позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 3 — шлаковые и лавовые конуса позднеплейстоценового-голоценового возраста;
- 4 — голоценовые кальдеры;
- 5 — кратеры, выраженные и не выраженные в масштабе;
- 6 — лавовые потоки и равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 7 — верхнеплейстоцен-голоценовые пемзовые пирокластические покровы;

- 8 — в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнеплейстоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные;
- 9 — шлаковые и лавовые конусы;
- 10 — средне-верхнеплейстоценовые кальдеры и вулканотектонические депрессии;
- 11 — лавовые потоки и равнины средне-верхнеплейстоценового возраста;
- 12 — средне-верхнеплейстоценовые пирокластические покровы;
- 13 — экструзивные купола;
- 14 — щитовые и щитообразные вулканы верхнеплейстоцен (?) — нижнеплейстоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные;

- 15 — лавовые плато;
- 16 — участки вулканогенно-тектонического рельефа;
- 17 — аккумулятивные равнины позднеплейстоцен-голоценового возраста;
- 18 — морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 19 — морены I фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 20 — днища спущенных кальдерных озер;
- 21 — сейсмостектонические обвалы и оползни;
- 22 — участки денудационно-тектонического рельефа;
- 23 — разломы, выраженные в рельефе

нали Южной Камчатки, во многих случаях значительно превышает высоту сопредельных горстовых и горст-антиклинальных хребтов. Следовательно, как и в грабен-синклинали Восточной Камчатки, наблюдается четкое несоответствие структуры и современного рельефа: вместо депрессии и приуроченных к ней аккумулятивных равнин здесь располагаются участки вулканического горного рельефа (рис. 58), т. е. мы имеем дело с типичным перекомпенсированным прогибом, выполненным изверженным вулканогенным материалом и продуктами его переотложения.

Несомненно, вулканическая деятельность являлась при формировании рассматриваемой морфоструктуры ведущим рельефообразующим фактором. Роль прочих рельефообразующих факторов (тектонические движения, флювиальная деятельность, ледниковые процессы и т. д.), несмотря на их в общем большую интенсивность, здесь менее значительна.

Как и на Восточной Камчатке, процесс формирования вулканической морфоструктуры грабен-синклинали Южной Камчатки начался еще в верхнем плиоцене. Рассмотрение положения вулканических толщ и вулканических форм рельефа верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, с одной стороны, и средне-верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов, с другой — позволяют выделить два этапа развития структуры.

На первом этапе грабен-синклинали представляла собой односторонний прогиб. На востоке она по четким разломным зонам граничила с горстовым поднятием Берегового хребта, на западе же непосредственно (без разломов) смыкалась с Западно-Камчатским прогибом.

На втором этапе отмечается отмирание вулканизма в краевых частях грабен-синклинали и вовлечение этих участков в поднятие. В результате грабен-синклинали сокращается в размерах и приобретает четкие разломные границы как на востоке, так и на западе, где формируются линейные аккумулятивно-тектонические поднятия гор Голыгинских, Детинка и др.

Верхнеплиоценовые вулканические постройки до настоящего времени не сохранились и в рельефе не выражены. Проведенный фациальный анализ вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ (Фаворская и др., 1965) показал, что вулканические проявления были весьма разнообразными как по типу, так и по составу изверженного материала. Однако наиболее характерными образованиями все же являлись различные по размерам и типам стратовулканы. Достаточно широко были представлены формы, связанные с проявлением кислого вулканизма: экструзивные купола и мощные короткие лавовые потоки, пирокластические покровы и т. д.

Древнейшими из выраженных в рельефе вулканических форм рельефа являются в разной степени разрушенные щитовые и щитообразные вулканы и фрагменты лавовых плато. Геологическое строение перечисленных типов вулканических сооружений изучено весьма слабо. Известно только, что все они сложены преимущественно андезитобазальтами и базальтами (Апрелков и др., 1963; Апрелков, Шеймович, 1964; Эрлих, 1966).

Участки вулканических плато достаточно широко развиты на территории всего района, но наибольшим распространением они пользуются на его южной периферии. По данным В. Н. Бондаренко, В. С. Шеймовича, Ю. М. Слепова и других, вулканические плато сложены основными породами (преимущественно оливиновыми базальтами). Мощность лавовых толщ, слагающих плато, колеблется от 50—60 до 300—350 м, но в среднем она равна 100—150 м.

Лавовые покровы лежат на породах алнейской¹ серии и более древних. Причем В. Н. Бондаренко, Ю. М. Слепов и В. С. Шеймович утверж-

¹ В состав алнейской серии на Южной Камчатке большинством исследователей включаются вулканогенные отложения верхнего миоцен-плиоценового возраста ($N_1^3-N_2$).

дают, что они отделены от алнейской серии стратиграфическим, а местами и угловым несогласием, а М. А. Фаворская, Д. И. Фрих-Хар и И. К. Волчанская (Фаворская и др., 1965), наоборот, доказывают, что платоэффузивы составляют единое целое с алнейской серией. Однако все исследователи настаивают на том, что возраст вулканических плато не моложе нижнечетвертичного. Слагающие плато лавы лежат горизонтально или падают под небольшими (до 5—7°) углами.

По большей части участки лавовых плато представлены отдельно стоящими столовыми массивами — мезами, ограниченными крутыми, в верхней части до субвертикальных уступами, и не обнаруживают видимой связи с выраженными в рельефе вулканическими постройками. На поверхности плато нередко наблюдаются уступы. Последние имеют двойное происхождение: они либо могут быть фронтальными уступами лавовых потоков, слагающих плато, либо связаны с разрывными тектоническими нарушениями. В первом случае уступы отличаются сложной конфигурацией в плане, во втором они более прямолинейные.

Относительно генезиса лавовых плато в настоящее время трудно сказать что-либо определенное. Наиболее вероятно, часть из них возникла за счет разрушения древних щитовых и щитообразных вулканов, а часть связана с древними излияниями ареального типа. Связь отдельных участков плато с ареальными излияниями подтверждается тем, что лавы плато имеют основной состав и очень сходны друг с другом на больших площадях. Никаких реальных предпосылок для вывода об излиянии лав плато из гигантских трещин в настоящее время не имеется.

По-видимому, субсинхронно с первыми ареальными излияниями начался рост крупных щитовых и щитообразных вулканов, возникших в местах пересечения различных по простирацию зон растяжения. Однако процесс формирования этих построек продолжался и после прекращения ареального вулканизма.

В настоящее время насчитывается более 10 сохранившихся щитовых и щитообразных вулканов: Большой Ипелька, Иголки, Сыпучая, Ходуткинский и др. Все они уже в значительной мере разрушены и преобразованы экзогенными процессами. Насколько можно судить по сохранившимся остаткам перечисленных вулканических сооружений, последние обладали морфологией, весьма характерной для щитовых вулканов исландского типа. Наиболее показателен в этом отношении вулкан Большой Ипелька. Диаметр основания вулкана, имеющего в плане вид круга, около 35 км, крутизна склонов от 4—5° в нижней части конуса до 7—8° в средней его части. Предполагаемая крутизна склонов в верхней, ныне разрушенной части вулканического конуса не превышала, по-видимому, 12—15°. Несмотря на громадный диаметр, высота вулкана составляла всего 1500—1600 м. Поэтому величина V (отношение высоты вулкана к его диаметру) достигала 1/23—1/25. Площадь основания вулкана примерно 900 км², а его первоначальный объем равнялся примерно 500 км³. Последняя величина является максимальной для вулканических сооружений Камчатки.

На сохранившихся от размыва участках склонов вулкана видны многочисленные отпрепарированные некии шлаковых и лавовых конусов. С некоторыми из этих образований связаны лавовые потоки. На аэрофотоснимках более или менее четко устанавливаются лишь границы потоков и то не везде. Микрорельеф на потоках полностью уничтожен. Несмотря на свой древний облик (они намного сильнее разрушены, чем аналогичные образования, сформированные в середине или в конце верхнего плейстоцена), шлаковые и лавовые конусы и излившиеся из них потоки производят впечатление насаженных и соответственно более молодых по сравнению с самой постройкой щитового вулкана.

В настоящее время вулкан сильно расчленен глубокими (до 500 м) долинами временных и постоянных водотоков, радиально расходящими-

ся от вершины. Они были выработаны совместным действием флювиальных и ледниковых процессов. Эти же процессы уничтожили и вершину вулкана. Причем последний разрушался как «своими» ледниками, которые на нем начинались, так и мощными транзитными ледниками, полностью перекрывавшими нижние части склонов вулканической постройки. В преобразовании вершинной части вулкана существенную роль играли крупные сейсмотектонические обвалы.

Остальные из перечисленных выше щитовых вулканов имели несколько меньшие размеры: их диаметр колеблется от 10 до 15 км, а относительная высота равна 500—800 м. Объем вулканических построек подсчитать очень трудно, так как они все сидят на пьедестале из более древних пород. Несмотря на меньшие размеры по сравнению с вулканом г. Большой Ипелька, они обладали очень сходной с ним морфологией. Однако в настоящее время степень разрушенности этих вулканических построек значительно больше, чем вулкана Большой Ипелька. По-видимому, худшая сохранность построек объясняется главным образом тем, что в их строении несколько большую роль играл пирокластический материал, а сами они вследствие этого имели более крутые склоны.

Относительно возраста рассматриваемых вулканов трудно сказать что-либо определенное. Установлено, что большая часть их подвергалась ледниковой обработке обеих фаз верхнеплейстоценового оледенения. Причем к началу верхнеплейстоценового оледенения они уже были порезаны глубокими долинами постоянных и временных водотоков. Насаженные на вулканы лавовые и шлаковые конусы почти полностью разрушены: их наличие устанавливается лишь по присутствию отпрепарированных нектров. Это указывает на то, что они значительно древнее верхнеплейстоценовых лавовых и шлаковых конусов. В некоторых случаях (район гор. Иголки, Сыпучей) удается наблюдать, что склоны щитовых вулканов перекрываются породами средне-верхнеплейстоценовых стратовулканов. Исходя из приведенных соображений мы относим их предположительно к нижнему-среднему плейстоцену.

Нижний-средний плейстоцен является временем образования широко распространенных на Южной Камчатке, разнообразных по размерам и степени сохранности существенно лавовых стратовулканов. К ним относятся вулканы Малый Ипелька, Утес, Толмачева, сопка Беленькая, Большие Иголки и множество других. Все эти формы сложены породами андезитового, андезитобазальтового и базальтового состава с преобладанием последних. В разрезах вулканов наблюдается чередование прослоев лав и горизонтов пирокластического материала, находящихся примерно в равном соотношении.

Перечисленные вулканы являются сравнительно небольшими образованиями: высота от 400 до 800 м, диаметр 3—5 км и объем 1—4 км³. Среди них выделяются две разновидности: слабо расчлененные вулканы с преобладанием первичных склонов и более разрушенные вулканические постройки, у которых первичный рельеф занимает в общем подчиненное положение или совсем не сохранился. Типичными представителями первой разновидности являются вулканы Толмачева, сопка Беленькая, Желтая и др. Ко второй разновидности относятся Малый Ипелька, Большие Иголки, вулканы к югу от нижнего течения р. Озерной и др.

Интересно, что вулканы и первой и второй разновидности в своем первоначальном виде практически не отличались друг от друга. Насколько можно судить по сохранившимся постройкам, крутизна склонов конусов у вершины не превышала 20—25°, в средней части она была равна 12—15° и у основания — 6—8°. Величина B колеблется у этих вулканов от $\frac{1}{7}$ до $\frac{1}{9}$.

Большинство существенно лавовых стратовулканов является по отношению к лавовым плато, щитовым и щитообразным вулканам более молодыми образованиями. Можно полагать, что они образовались в сред-

нем-верхнем плейстоцене. Слагающие их породы нередко перекрывают нижне-среднеплейстоценовые вулканические образования (щитовые вулканы и лавовые плато), а сами вулканы обработаны ледниками обеих фаз верхнеплейстоценового оледенения. Кроме того, для некоторых вулканов установлено их соотношение с морскими средне- и верхнеплейстоценовыми морскими террасами. Не исключено, однако, что наиболее древние и сильно разрушенные из этих форм возникли еще в нижнем плейстоцене.

На протяжении нижнего-среднего плейстоцена вулканическая деятельность на Южной Камчатке протекала на весьма небольших гипсометрических отметках, а основания многих вулканов располагались даже ниже уровня моря. В начале среднего плейстоцена (см. рис. 97) на месте центральной части рассматриваемого района, вероятно, даже существовал пролив (залив?), над поверхностью которого поднимались острова-вулканы. Южная часть Камчатки в это время была крупным островом с горным вулканогенно-денудационно-тектоническим рельефом. Причем максимальной высоты складчатый фундамент достиг, по-видимому, в районе современной Паужетской вулcano-тектонической депрессии.

Вторая половина среднего плейстоцена характеризуется началом мощного этапа кислого вулканизма. Именно к этому времени относится образование крупнейшей на Южной Камчатке (и вообще на Камчатке) Паужетской вулcano-тектонической депрессии (кальдеры?) размером 26×20 км и площадью около 450 км^2 . Она также и наиболее долго живущая и сложно построенная (рис. 57) отрицательная структура на территории Южной Камчатки. В плане эта структура имеет близкую к прямоугольной форму и практически со всех сторон ограничена отчетливыми уступами высотой до 500 м. Уступы срезают породы широкого возрастного диапазона: от миоценовых до нижнеплейстоценовых. Последние слагают фрагменты вулканических плато и разрушенных щитообразных вулканов. Подобные же уступы, указывающие на телескопическое строение структуры, имеются и внутри нее.

Строение дна депрессии очень сложное. Здесь наблюдаются выступы-останцы миоцен-плиоценовых пород, широко распространены разнообразные вулканические формы рельефа (северная часть хр. Камбального, экструзивный массив Дикий Гребень и др.). Восточная часть осложнена молодой кальдерой Курильского озера и сидящим в ней крупным существенно пирокластическим стратовулканом — Ильинской сопкой. Обширные участки заняты отложениями пемзовых пирокластических покровов. Глубинное строение депрессии до настоящего времени изучено очень слабо за исключением участка Паужетского геотермального месторождения. По данным бурения, в пределах последнего мощность кальдерно-озерных и вулканогенных отложений паужетской свиты, выполняющих депрессию, достигает 500—600 м. Паужетская свита лежит на неровной поверхности более древних толщ предположительно миоцен-плиоценового возраста, подстилаемых в свою очередь отложениями, параллелизуемыми с вилючинской свитой. Паужетская свита выходит также и в других местах. Она, в частности, слагает основание северной части хр. Камбального, являясь фундаментом для имеющихся здесь вулканических построек.

Отложения паужетской свиты очень напоминают типичные кальдерно-озерные осадки. Точных сведений о возрасте паужетской свиты не имеется. По предварительным данным спорово-пыльцевого (И. А. Егорова) и диатомового анализа (Е. Г. Лупкина), она может быть отнесена и к верхнему плиоцену и к четвертичному периоду.

По своему облику и особенностям геологического строения Паужетская структура подобна самым крупным кальдерам (Асо, Куччаро, Акан и др.). Кстати, с двумя последними ее сближает также и сходное структурное положение: все они располагаются в месте сочленения нормаль-

ной островной дуги Курильских островов с модифицированными островными дугами Камчатки и Японии.

Возникновение Паужетской депрессии сопровождалось выбросом огромных масс пирокластического материала, сформировавшего игнимбритовые покровы в ее окрестностях — так называемые голыгинские игнимбриты. Последние были описаны С. Е. Апрельковым (1961) и В. С. Шеймовичем (1969), а также Е. Ф. Малеевым (1961). По данным этих исследователей, игнимбриты по химическому составу соответствуют риолито-дацитам и дацитам. Мощность отложений пирокластического покрова изменяется от 30—40 м на поверхности вулканических плато до 300 м в крупных речных долинах. Столь большое колебание мощности сильно затрудняет определение ее средней величины. Поэтому принятая для расчета мощность отложений в 100—150 м очень ориентировочна. Очевидно, столь ориентировочным будет и подсчитанный объем (300—450 км³) слагающих покров отложений.

Породы покрова залегают на разных по возрасту толщах, в том числе на нижнечетвертичных эффузивах (правобережье р. Унканович)¹, выполняют долины современных водотоков. Поэтому нельзя согласиться с их плиоценовым возрастом (Апрелков, 1961). Верхняя возрастная граница покрова может быть установлена на основании его соотношения с моренами верхнеплейстоценового оледенения и морскими террасами восточного и западного побережья Камчатки. Он явно старше перекрывающих его морен I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения и морских террас верхнеплейстоценового межледниковья, поскольку переотложенный пирокластический материал слагает цоколи последних (Тихоокеанское побережье Камчатки от м. Три Сестры до м. Трехполосного). Покров древнее также и выработанной в нем морской террасы, образованной во время межстадиала (межледниковья?), разделявшего два крупных этапа наступания среднеплейстоценовых ледников. Наиболее вероятно, что формирование рассматриваемого покрова, а следовательно, и Паужетской структуры относится к среднему плейстоцену.

Достаточно мощные проявления кислого вулканизма имели место в рассматриваемом районе и в верхнем плейстоцене, когда возникли крупные кальдеры Опала, Горелая, Ксудач и Призрак, а ассоциирующийся с ними пирокластический материал образовал здесь обширные пемзовые и игнимбритовые покровы.

Самая крупная из кальдер — Опала (см. рис. 58), имеющая в плане вид почти правильного эллипса. Длинная ось эллипса ориентирована в западно-северо-западном направлении. Размер кальдеры 13×19 км, площадь 160 км². Вулкан Опала располагается в северной ее части. Ограничивающий кальдеру уступ имеет высоту до 300 м. В плане у него характерное фестончатое строение, как бы состоящее из пересекающихся друг с другом дуг разного радиуса кривизны. Помимо вулкана Опала на дне кальдеры располагаются и другие вулканические центры: маар Бараний амфитеатр с экстрезией на дне, и три плоских лавовых вулкана с насаженными на них шлаковыми (возможно, лавовыми) конусами в прижерловой части. Однако большая по площади часть дна занята вулканогенно-пролювиальными и озерными отложениями. В пределах восточного сектора дна кальдеры располагается пирокластический поток из Бараньего амфитеатра, описанный Т. Ю. Марениной (1960).

Кальдера Опала не обнаруживает видимой связи с каким-либо одним аппаратом центрального типа, более древним, чем она сама. Ее уступ сечет самые разнообразные по возрасту геологические образования. Кальдера — центр, откуда было выброшено колоссальное количество пирокластического материала, который пошел на формирование обширного покрова вокруг этой формы (см. рис. 58). Объем пород, слагающих пиро-

¹ Установлено по аэрофотоснимкам.

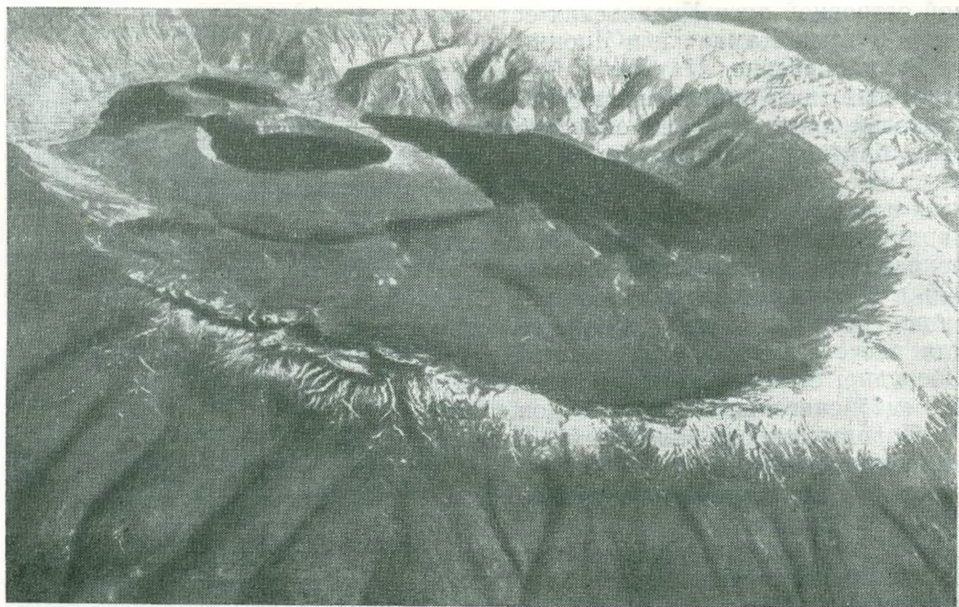


Рис. 59. Общий вид сложно построенной кальдеры Ксудаач

В центре слева кратер вулкана Ксудаач

кластический покров, составляет, по приблизительным подсчетам (Мелекесцев, 1967), около 90 км^3 . Однако общий объем изверженного материала значительно больше. Естественно поэтому связывать образование кальдеры с обрушением, имевшим место после выброса пирокластического материала. На подобный генезис указывает также отсутствие в окрестностях кальдеры взрывных отложений и фестончатые очертания уступа.

К столь же крупным образованиям относится кальдера Горелого. Ее размер $13,5 \times 9 \text{ км}$, площадь 100 км^2 . В центре ее располагается вулкан Горелый. Как и кальдера Опала, она имеет вид правильного эллипса. Длинная ось последнего ориентирована в западно-северо-западном направлении. Высота фестончатого в плане уступа кальдеры колеблется от 0 до 150—200 м. В некоторых местах уступ полностью погребен под более молодыми лавовыми потоками. Вокруг кальдеры располагаются фрагменты обширного игнимбритового покрова верхнеплейстоценового возраста. Образование кальдеры также связано с обрушением.

Кальдера Ксудаач имеет более сложное телескопическое строение (рис. 59) и состоит из нескольких последовательно уменьшающихся структур обвално-взрывного генезиса. От самой древней из них сохранился только юго-западный кусок. Остальная часть была уничтожена при возникновении более молодой структуры, имеющей в плане округлую форму и диаметр около 7 км. В центре этой кальдеры располагаются еще несколько крупных (поперечник 3—5 км) отрицательных форм. Внутри северного кратера находится небольшой стратовулкан с активным кратером в середине. Высота стенок кальдеры изменяется от 0 до 200 м. Вокруг кальдеры располагаются фрагменты сильно размытого пемзового пирокластического покрова. Возраст двух древних структур верхнеплейстоценовый, остальных — голоценовый (до современного).

Близкая по типу к ранее рассмотренной кальдера Призрак (по Заварицкому, 1955) имеет еще более сложное строение (см. рис. 58). Она состоит по крайней мере из трех крупных (поперечник 3—5 км) отрицательных форм, частично наложенных друг на друга и осложненных при-

сутствием мелких существенно лавовых стратовулканов и экструзивных куполов. Возраст отрицательных структур предположительно верхне-плейстоценовый.

Пирокластический материал, выброшенный при образовании кальдер Опалы и Горелого, образовал покров, приуроченный к бассейнам рек Опалы и Карымчины, который в виде широкой и длинной (более 110 км) полосы тянется почти через весь полуостров (см. рис. 57). Его первоначальная площадь составляла около 2400 км². По строению поверхности и характеру слагающих пород пирокластический покров делится на две части: восточную и западную. Восточная часть имеет вид пологого щита с центром в районе кальдеры Горелого, с которого сносился пирокластический материал. Эта часть покрова подробно изучена И. Т. Кирсановым, М. В. Федоровым, Ю. М. Слеповым и В. С. Шеймовичем. По их данным, здесь преобладают игнимбриты, однако имеются и неспекшиеся разности. Состав пород отвечает андезитодацитам и дацитам. Ю. М. Слепов и В. С. Шеймович определяют площадь, покрытую игнимбритами, в 300 км², а их объем в 80 км³ исходя из средней мощности пород в 250 м. Приведенные цифры характеризуют только сохранившиеся от размыва участки пирокластического покрова. Проведенная реконструкция позволила увеличить площадь последнего до 600 км². В связи с тем что реконструировать пришлось в основном периферические части покрова, где мощность отложений была не столь велика по сравнению с центральной частью, объем пирокластических отложений возрос не столь сильно. Мы приблизительно оцениваем его в 120 км³ (без учета пирокластики, унесенной за пределы покрова).

В отличие от восточной части большая по площади (около 1800 км²) западная часть покрова изучена слабо. По первичным уклонам поверхности и направлению движения слагающих покров толщ хорошо видно, что центр извержения материала располагался в районе кальдеры Опала. Нахождение отдельных участков покрова в местах, отделенных от кальдер высокими горными сооружениями, свидетельствует об очень большой силе сформировавших его извержений.

Картирование покрова произведено в основном по результатам дешифрования аэрофотоснимков. Однако имеется и ряд геологических данных, подтверждающих существование здесь соответствующих пород. Так, В. П. Вдовенко и Л. П. Грязнов описали в нескольких точках нижнего течения рек Опалы и Саван покров светлых пемз и пемзовых песков, лежащих на различных горизонтах эрмановской свиты. Максимальная отмеченная ими мощность покрова достигает здесь 40 м. В. Н. Бондаренко и другие наблюдали горизонт белых липаритовых туфов, перекрывающий неровную поверхность охарактеризованных фауной отложений березовской свиты. В ряде случаев между горизонтом туфов и отложениями березовской свиты имеются, несомненно, четвертичные осадки. В. Н. Бондаренко, по-видимому, ошибочно отнес эти туфы к верхам березовской свиты. В последние годы пирокластический покров исследовался Н. В. Огородовым и Н. Н. Кожемякой, также установившими преобладание в его строении пемзового материала. На основании изложенных данных можно утверждать, что периферическая часть покрова, где были сделаны описания разрезов, слагается пемзами, пемзовыми песками и кислыми туфами. Не исключено, что ближе к центральной части покрова, практически почти не исследованной¹, наряду с пемзами имеются и игнимбриты.

Из-за недостаточной изученности очень трудно определить объем отложений, связанных с кальдерой Опалы. Принимая среднюю мощность покрова в 50 м (эта цифра очень ориентировочная), можно приближенно оценить объем отложений в 90 км³.

¹ Пемзы, изученные Т. Ю. Марениной (1960), имеют голоценовый возраст и выброшены из маара Бараньего амфитеатра в кальдере Опала.

Возраст покрова установлен по соотношению с ледниковыми отложениями: в низовьях р. Опалы вблизи побережья Охотского моря пирокластические образования вложены в ледниковые отложения первой фазы верхнеплейстоценового оледенения и перекрыты на многих участках моренами второй фазы этого оледенения. Такое соотношение указывает на их межстадиальный (Q_3^3) возраст.

Можно предполагать также, что именно тефра кальдерообразующего извержения Опалы встречена в верхней толще берегового разреза западного побережья Камчатки к северу от пос. Усть-Большерецк, исследованного в 1971 г. сотрудниками географического факультета МГУ (Н. Т. Воскресенская и др.). Пемзовый состав материала, большая мощность (20 см) горизонта тефры и значительная крупность обломков (песок, дресва) с несомненностью свидетельствуют о близости центра извержения, а кальдера Опала — ближайший к этому участку побережья центр кислого вулканизма. По данным определения абсолютного возраста (по методу C^{14}) органических остатков из рассматриваемой толщи, формирование кальдеры происходило 31—39 тыс. лет назад, т. е. тоже во время верхнеплейстоценового межстадиала.

Наиболее молодой (вторая половина верхнего плейстоцена — голоцен) этап формирования вулканического рельефа Южной Камчатки характеризуется сочетанием разнообразных проявлений вулканической деятельности.

Именно к этому времени (конец верхнего плейстоцена — голоцен) приурочено формирование крупнейших положительных форм рельефа — существенно пирокластических андезитобазальтовых и базальтовых стратовулканов. Таковы вулканы Горелый, Мутновский, Опала, Асача, Ходутка, Кошелевский, Камбальный, Ильинский, Желтовский. Большинство этих вулканов располагается в кальдерах, однако имеются и отдельные постройки, возникшие на лавовых плато вне пределов вулкано-тектонических депрессий. Перечисленные вулканы — крупные образования. Их относительная высота колеблется от 1000 до 2000 м, диаметр 5—8 км, а объем конусов 5—20 км³.

Морфология стратовулканов обусловлена характером вулканической деятельности. Последняя определяет возникновение простых и сложных построек стратовулканов. Первые из них встречаются наиболее часто. Они имеют типичную коническую форму и располагаются обособленно друг от друга. Сами конусы, как правило, усечены, так как на вершинах вулканов находятся кратеры. У некоторых конусов острые вершины. Обычно это связано с наличием в привершинных частях стратовулканов экзотризий, закупоривающих жерло. Типичными простыми стратовулканами являются Опала и Ходутка.

Сложные стратовулканы имеют две основные разновидности: вулканические постройки типа Сомма-Везувий и вулканические хребты. Условно можно выделить и третью разновидность, являющуюся комбинацией первых двух. К первой разновидности относятся вулканы Асача, Желтовский и Ильинский (рис. 60). Вулканические хребты образовались при слиянии нескольких рядом расположенных простых одновозрастных или нескольких отличных друг от друга по возрасту стратовулканов. Таковы, например, вытянутые в субширотном направлении хребты вулканов Горелого, Мутновского, а также Камбального, имеющего северо-западное простирание. Каждый из них образован двумя (вулкан Горелый, возможно, даже тремя) слившимися между собой простыми конусами. Вулканический хребет вулкана Мутновского можно отнести и к третьей разновидности, поскольку восточный конус имеет сложное строение (тип Сомма-Везувий).

Вероятно, простые конусы сформировались при постоянном в плане положении выводного канала и относительно слабо менявшейся интенсивности вулканической деятельности; сила отдельных извержений была



Рис. 60. Вулкан Ильинский. Хорошо виден край кальдеры и молодой взрывной кратер.
Фото Н. В. Огородова

более или менее близка. Наоборот, хорошо известно, что стратовулканы типа Сомма-Везувий сформировались в результате вулканической деятельности, резко менявшей свою интенсивность. Образование вулканических хребтов логичнее всего объяснить миграцией выводного канала.

Отмечается четкая связь между морфологией вулканов и их возрастом. Вулканы, сформировавшиеся в конце верхнего плейстоцена и в раннем голоцене, имеют характерную «гофрированную» поверхность склонов. Это связано с расчленением последних густой сетью глубоких баранкосов. У их подножья располагаются ледниковые отложения II фазы верхнеплейстоценового оледенения, однако скульптурные ледниковые формы на конусах отсутствуют. Последнее свидетельствует (Мелекесцев и др., 1970) о том, что эти вулканы действовали во время оледенения. Кратеры на вершинах вулканов по большей части не сохранились. В отличие от них позднеголоценовые вулканы не расчленены или почти не расчленены. Особенно это относится к наиболее активным вулканам (Горелый, Мутновский), на вершинах которых наблюдаются прекрасно выраженные кратеры.

Однако морфология вулканов практически не зависит от химического состава слагающих пород. Об этом достаточно красноречиво свидетельствуют одинаковый для всех конусов характер профилей склонов и их крутизна. Крутизна склонов в верхней части конусов у всех вулканов равна $30-35^\circ$, в средней — $15-20^\circ$, у основания — $8-10^\circ$. Величина B также колеблется незначительно, изменяясь от $1/4,5$ до $1/5,5$.

В настоящее время существенно пирокластические стратовулканы, за исключением вулкана Ксудач, являются почти единственным на Южной Камчатке типом действующих вулканов. Однако в стадии активного роста находятся только два из них — вулканы Горелый и Мутновский, тесно связанные с последним этапом базальтового ареального вулканизма. Остальные находятся в стадии затухания, когда вынос магматического вещества уже не компенсирует процесс разрушения построек.

Проявления кислого вулканизма в голоцене на Южной Камчатке являются слабым отголоском мощного средне-верхнеплейстоценового этапа эксплозивного вулканизма. Выбросы кислого пирокластического материала происходили только в пределах Паужетской депрессии (при

формировании молодой кальдеры Курильского озера) и в районе кальдеры Ксудач — менее крупные, вероятно, в районе вулкана Желтовского.

Молодая Курильская кальдера также является типичной кальдерой типа Кракатау. В связи с тем что в рельефе выражена только ее восточная часть, а западная скрыта водами Курильского озера, точные размеры и формы кальдеры неизвестны. Если ее форма была близка к круговой, то диаметр кальдеры равен примерно 7—7,5 км. Однако не исключено, что она могла иметь и эллипсовидную в плане форму с размером 7×13 км. При формировании кальдеры Курильского озера было выброшено не менее 20—25 км³ пирокластического материала дацитового состава, образовавшего вокруг нее пемзовый покров (рис. 61). Последний первоначально имел площадь около 500 км². Его формирование произошло около 8000 лет назад (Краевая, 1967).

Одновременно (возможно, несколько позже) с образованием кальдеры Курильского озера и выброса пирокластического материала произошло выжимание экструзий, сформировавших крупный экструзивный хр. Дикий Гребень, расположенный к западу от Курильского озера. По данным Б. И. Пийпа (1947) и С. Е. Апрелькова (1961), он сложен дацитовыми и андезитодацитовыми породами. Хребет состоит из нескольких (8 или 9) слившихся между собой экструзивных куполов. Его длина около 7, максимальная ширина до 3 км. Образование хребта сопровождалось излиянием двух коротких и мощных (до 100—150 м) потоков очень вязкой лавы. Один из них излился в южном направлении при формировании центрального купола, другой, излившийся на север, связан с западным куполом. Потоки отделены от подстилающей поверхности крутым (40—50°) уступом высотой до 60—70 м. Их поверхность разбита глубокими дугообразными трещинами, выпуклая сторона которых обращена по течению. Общий объем изверженного материала достигает 5—6 км³. Северный и восточный склоны хребта осложнены двумя крупными обвалами. Поперечник обвальных цирков около 1 км, а высота крутых, местами субвертикальных стенок достигает 300 м. Амплитуда горизонтального перемещения обвалившегося материала составляет на северном склоне хребта 4—6 км.

Таким образом, в пределах Паужетской структуры отмечается значительный возрастной разрыв между временем образования древнего (Гольгинские игнимбриты) и молодого пирокластического покрова. В районе кальдер Ксудач и Призрак такого большого временного перерыва между образованием самых древних и самых молодых потоков не наблюдается, поскольку все они имеют верхнеплейстоцен-голоценовый возраст.

Исключительную роль в формировании рельефа Южной Камчатки на последнем верхнеплейстоцен-голоценовом этапе имели вулканические проявления мощного этапа базальтового ареального вулканизма. Этот этап был связан с массовым поступлением на поверхность недифференцированной базальтовой магмы в начале нового вулканического цикла. Ассоциирующиеся с ареальным вулканизмом формы пользуются повсеместным распространением. К ним относятся небольшие щитовые вулканы исландского типа, большое количество (более 250) шлаковых и лавовых конусов и обширные лавовые равнины (рис. 62). Начало последнего этапа ареального вулканизма падает на середину верхнего плейстоцена.

Щитовые вулканы располагаются в центральной части района. Большинство их сосредоточено в треугольнике между вулканами Опала, Асача и Ходутка. Всего насчитывается 17 щитовых вулканов. Диаметр вулканов от 3 до 10 км, высота от 100—150 м до 400—500 м. Точные данные о составе слагающих пород отсутствуют. Насколько можно судить по аэрофотоснимкам, с поверхности эти вулканы сложены потоками глыбовой и реже волнистой подвижной лавы. Поэтому можно предпо-



Рис. 61. Ровная поверхность голоценового пемзового пирокластического покрова района Курильского озера

Фото Т. С. Красвой

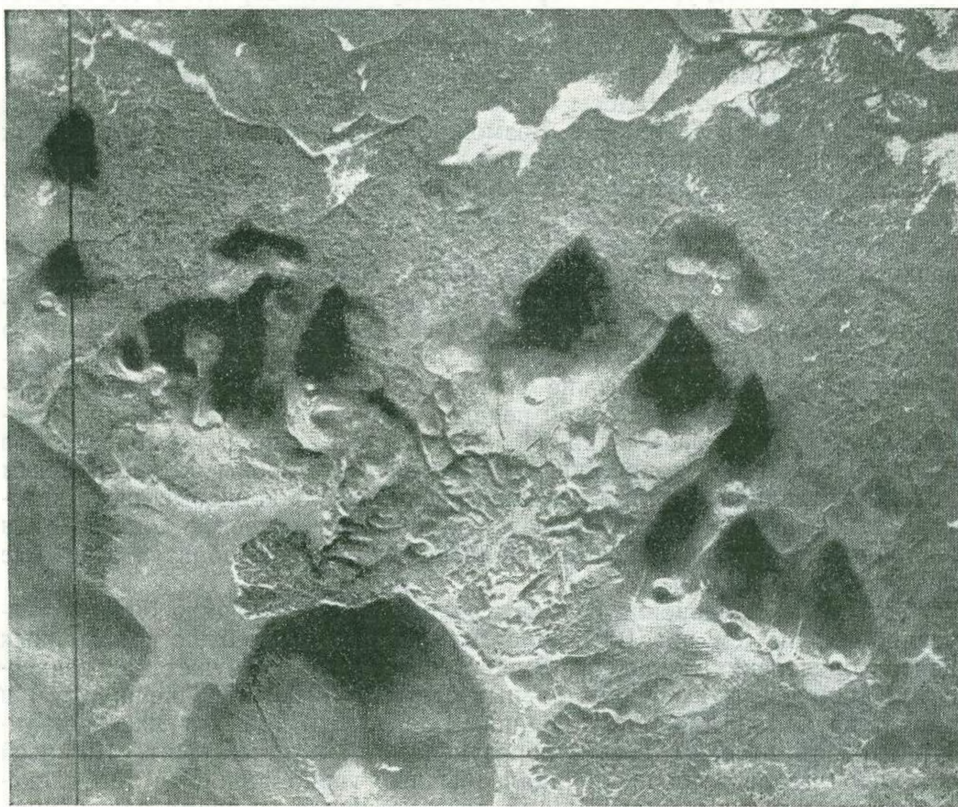


Рис. 62. Лавовые и шлаковые конуса и лавовые потоки последнего этапа ареальных излияний на Южной Камчатке

лагать, что состав лав преимущественно базальтовый. Излияния происходили либо из одиночного центра, либо из коротких (до 1 км длиной) трещин, фиксированных цепочками лавовых и шлаковых конусов. Вулканы имеют пологие, слабо вогнутые, иногда прямые склоны, крутизна в верхней части конусов 8—10°, в нижней и средней — 4—6°. Иногда строение верхних частей щитовых вулканов осложняется насаженными на них шлаковыми конусами. Кратеры чаще всего имеют небольшие размеры (первые десятки метров в поперечнике) и морфологически плохо выражены. Отношение высоты вулкана к его диаметру, если не учитывать насаженных шлаковых и лавовых конусов, составляет у вулканов $\frac{1}{15}$ — $\frac{1}{20}$, т. е. весьма близко к таковому у более древних раннеплейстоценовых форм.

Общая площадь участков ареальных излияний составляет на Южной Камчатке 1250 км², а их объем достигает 140 км³.

Увеличение высоты Южной Камчатки и возникновение горного рельефа, связанного с мощной вулканической аккумуляцией в пределах рассматриваемой морфоструктуры и с тектоническими поднятиями горстовых массивов обрамления, привело к тому, что начиная по крайней мере со второй половины среднего плейстоцена она являлась значительным центром оледенения.

Достаточно отметить, что к началу среднеплейстоценовой ледниковой эпохи на территории Южной Камчатки уже существовали гигантские щитовые и щитообразные вулканы, а также большинство крупных существенно лавовых стратовулканов. Многие из них поднимались на 1000 м и более над уровнем моря. Поэтому вполне вероятно, что в условиях сильного среднеплейстоценового похолодания климата каждая из крупных вулканических построек являлась самостоятельным центром оледенения. Однако ни общий тип оледенения, ни его размеры реконструировать пока не удалось, поскольку следы его уничтожены эрозией и более молодыми ледниками. Возможно, одним из самых значительных центров оледенения была возникшая к тому времени Паужетская вулкано-тектоническая структура, оставшаяся центром питания ледников и позднее, в период верхнеплейстоценового оледенения.

В отличие от среднеплейстоценового оледенения следы I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения еще прекрасно выражены в рельефе.

В I фазу (см. рис. 104) ледники покрывали практически всю территорию Южной Камчатки и далеко выходили в пределы современного шельфа омывающих ее морей. В северной части центрами питания ледников служили наиболее высокие участки вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа восточной периферии грабен-синклинали и горстовые поднятия ее обрамления. На юге главный ледоём располагался в районе Паужетской депрессии. От него во все стороны по радиальным долинам отходили крупные ледники, расширенные концевые части которых, выходя на Западно-Камчатскую равнину и шельф западного и восточного побережья, снова сливались между собой, образуя огромные ледники подножий.

Во II фазу оледенения размеры ледников и их площадь были значительно меньше (см. рис. 105). По сути дела здесь всего было три крупных центра оледенения: кальдеры Горелого и Ксудач и Паужетская депрессия. Каждая из этих отрицательных структур была заполнена льдом и давала начало протяженным долинным ледникам. Ледники южных структур сливались между собой, образуя единый ледяной щит. На всей остальной территории преобладал обычный горно-долинный тип оледенения и только на вулкане Опала, действовавшем во время оледенения, имели место ледники подножий и ледники с расширенными концами типа Маляспина.

Во время климатического оптимума голоцена ледники, по-видимому, полностью исчезли даже на самых высоких вулканах. Однако в самом

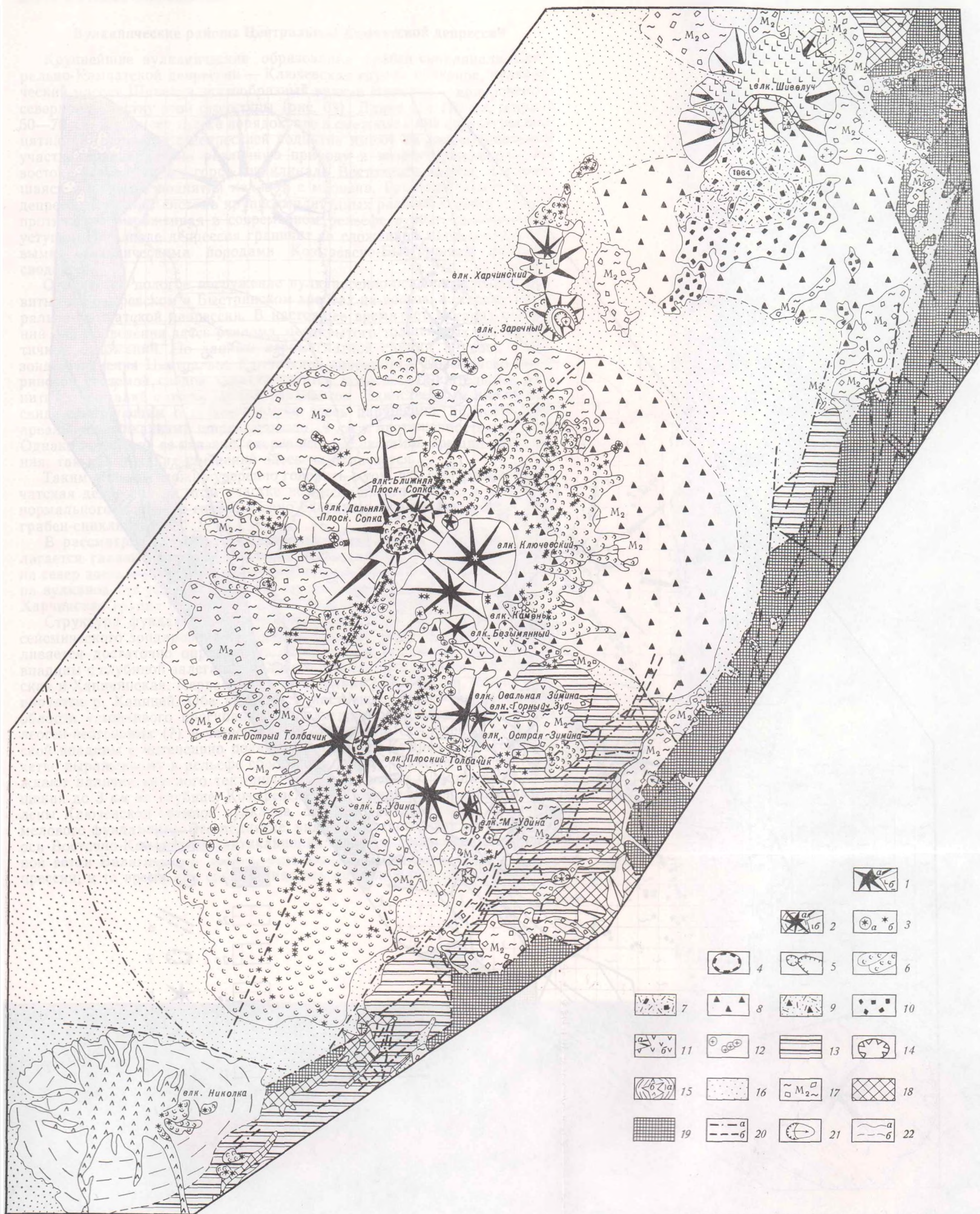


Рис. 63. Геоморфологическая схема вулканического района грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии

- 1 — хорошо сохранившиеся и слабо разрушенные стратовулканы позднелайстоцен-голоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные участки;
- 2 — щитовой вулкан основания Плоских сопки;
- 3 — шлаковые и лавовые конуса позднелайстоцен-голоценового возраста: а) выраженные в масштабе, б) не выраженные;
- 4 — кальдеры гавайского типа;
- 5 — кратеры;
- 6 — лавовые потоки и равнины позднелайстоцен-голоценового возраста;
- 7 — отложения направленных взрывов и пирокластических потоков голоценового возраста;

- 8 — голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины;
- 9 — неразделенные голоценовые вулканогенно-пролювиальные равнины и равнины пирокластических потоков;
- 10 — отложения мощных направленных взрывов;
- 11 — в разной степени разрушенные стратовулканы средне-верхнелайстоцен-голоценового возраста: а) сохранившиеся участки, б) разрушенные;
- 12 — экструзивные купола;
- 13 — лавовые плато;
- 14 — древняя кальдера в Шивелуч;
- 15 — верхнелайстоцен-нижнелайстоценовые щитовые вулканы;

- 16 — аккумулятивные равнины позднелайстоцен-голоценового возраста;
- 17 — морены II фазы верхнелайстоцен-голоценового оледенения;
- 18 — участки вулканогенно-тектонического рельефа;
- 19 — участки денудационно-тектонического рельефа;
- 20 — разломы: а) выраженные в рельефе, б) предполагаемые и скрытые под толщей отложений;
- 21 — сейсмостектонические обвалы и оползни;
- 22 — границы установленные (а) и предполагаемые (б)

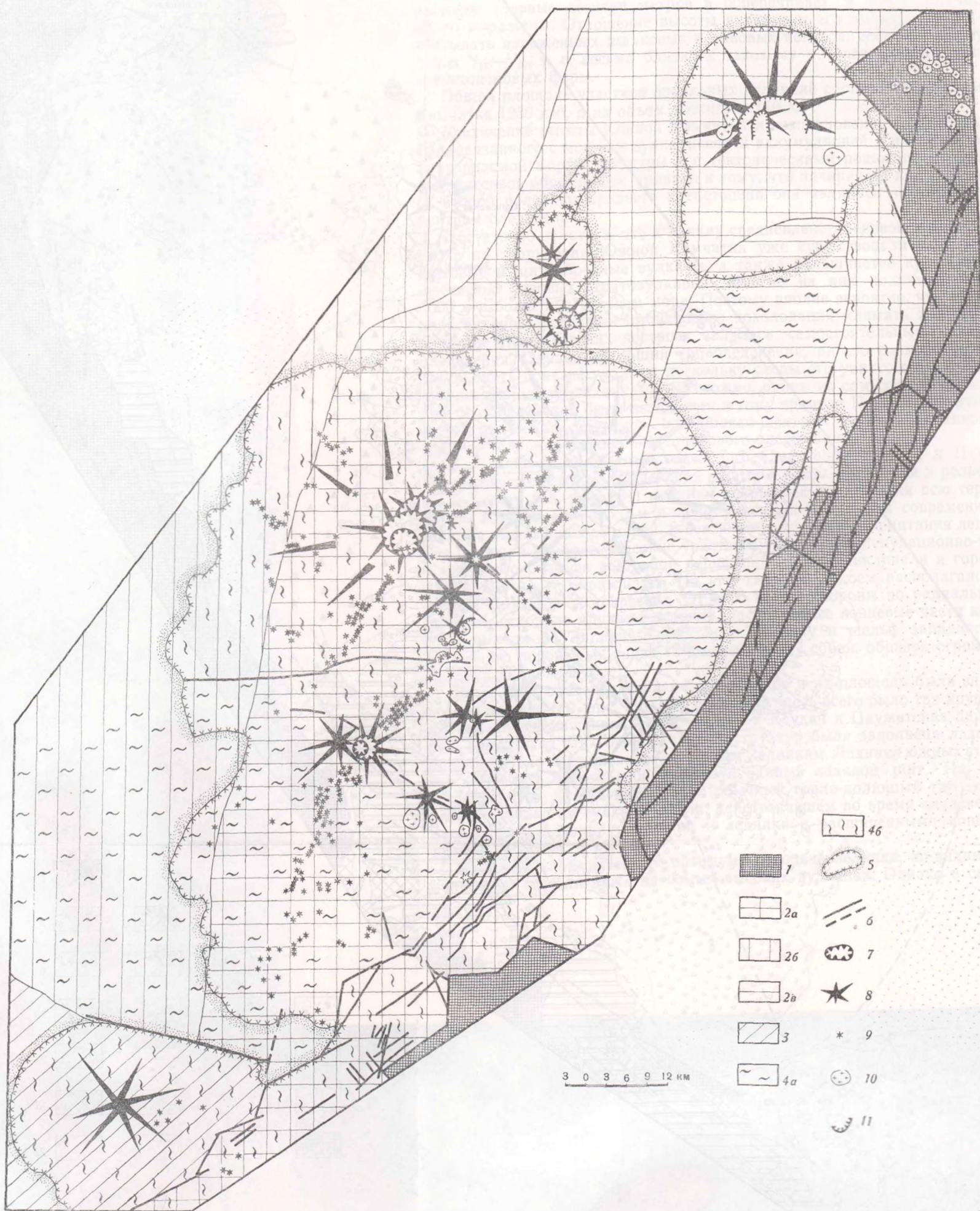


Рис. 64. Схема современной структуры района Ключевской группы вулканов

- 1 — горст-антиклинальное поднятие хребта Кумроч;
- 2 — зоны фундамента Центральной Камчатской депрессии, соответствующие: а) поднятию верхнемеловых отложений, б) Козыревской впадине; в) Халичинской впадине;
- 3 — аккумулятивно-тектонические поднятия в Тумрокско-Никольской поперечной зоне;
- 4 — районы Центральной Камчатской депрессии, характеризовавшиеся в верхнем плейстоцене-голоцене: а) стабильным тектоническим режимом, б) интенсивным опусканием;

- 5 — границы зон аккумуляции вулканогенных четвертичных отложений;
- 6 — разломы картируемые по геологическим данным: а) наблюдаемые, б) предполагаемые;
- 7 — кальдеры гавайского типа;
- 8 — вулканы центрального типа;
- 9 — шлаковые конусы и мелкие лавовые вулканы;
- 10 — экструзивные купола;
- 11 — кальдеры и воронки взрыва

конце голоцена на некоторых из них (Камбальном, Опала, Мутновском) небольшие ледники появились вновь. В настоящее время все они находятся в стадии сокращения.

Вулканические районы Центральной Камчатской депрессии

Крупнейшие вулканические образования грабен-синклинали Центрально-Камчатской депрессии — Ключевская группа вулканов, вулканический массив Шивелуч, щитообразный вулкан Николка — приурочены к северному участку этой структуры (рис. 63). Длина его 170 км, ширина 50—70 км, т. е. имеет тот же порядок, что и смежные с ней структуры поднятий. Пограничные с депрессией поднятия имеют на рассматриваемом участке принципиально различную природу и возраст заложения. На востоке это все та же горст-антиклиналь Восточного хребта, заложившаяся в качестве поднятия начиная с миоцена. Границей между ней и депрессией служит система крупноамплитудных разломов, почти на всем протяжении выраженная в современном рельефе в виде тектонических уступов. На западе депрессия граничит со сложенной миоцен-плиоценовыми вулканическими породами Козыревско-Быстринской системой сводов.

Отмечается пологое погружение вулканогенно-осадочных толщ, разбитых в Козыревском и Быстринском хребтах на восток, в сторону Центрально-Камчатской депрессии. В настоящее время нет никаких оснований для проведения здесь разлома, перекрытого толщей рыхлых четвертичных отложений. По данным аэромагнитной съемки (Ривовш, 1963), зона сочленения Центрально-Камчатской депрессии с Козыревско-Быстринской системой сводов характеризуется полосой отрицательных магнитных аномалий с очень низким градиентом. Единственным признаком, свидетельствующим о существовании здесь нарушений, является зона ареального вулканизма шириной около 10 км и протяженностью 175 км. Однако появление ее связано, скорее всего, с системой трещин растяжения, так как никаких смещений здесь не отмечается.

Таким образом, можно уверенно говорить о том, что Центрально-Камчатская депрессия на этом участке не имеет ничего общего с грабеном нормального типа — ее скорее можно охарактеризовать как прогиб типа грабен-синклинали.

В рассматриваемой части Центрально-Камчатской депрессии располагается главный район проявления четвертичного вулканизма. С юга на север здесь выделяются три вулканические группы: Ключевская группа вулканов (от устья р. Толбачик до широтного участка р. Камчатки), Харчинская группа вулканов и район вулкана Шивелуч.

Структура фундамента Ключевской группы, по данным глубинного сейсмического зондирования (Утнасин, Балеста, Анесов, 1972), устанавливается достаточно определенно. Выделяются две четко выраженные впадины с глубиной залегания мелового фундамента до 4 км — Козыревская и Хапичинская. Первая тяготеет к долине р. Камчатки, вторая дренируется р. Хапицей. Обе впадины в настоящее время представляют области устойчивого прогибания, выполненные мощными толщами палеоген-неогеновых (?) и четвертичных отложений. Сочленение Хапичинской впадины с интенсивно поднимающимся хр. Кумроч происходит по четко выраженному в рельефе сбросовому уступу. Данные ГСЗ подтверждают наличие крупного тектонического нарушения с амплитудой смещения до 3 км на глубине. Козыревская и Хапичинская впадины разделены Ключевской группой вулканов, под которой намечается поднятие мелового фундамента. Это поднятие, видимо, соответствует погруженной оси Восточно-Камчатского антиклинория, являясь продолжением западной ветви Валагинского хребта, отделяющей Щапинский грабен от депрессии, в то время как современная ось антиклинория смещена значи-

тельно восточнее и фиксируется хребтами Тумрок и Кумроч. Козыревская и Хапичинская впадины и поднятие под Ключевской группой вулканов хорошо выражены соответственно положительными и отрицательными аномалиями силы тяжести. В то же время уместно подчеркнуть, что поднятие в районе Ключевской группы элемент именно глубинной структуры депрессии. В четвертичное время, как справедливо полагал Б. И. Пийп (1956), область Ключевской группы испытывала прогибание, в результате чего не только меловые, но и наиболее молодые третичные отложения нигде не вскрываются на поверхности. По направлению к Срединному хребту (Козыревско-Быстринская система сводов) происходит плавный подъем кровли меловых толщ. Никаких дизъюнктивных нарушений на стыке Центрально-Камчатской депрессии и Козыревско-Быстринской систем сводов по данным ГСЗ не фиксируется. Границы отдельных выделяемых по геофизическим данным структур хорошо прослеживаются по площади, если учесть состав ксенолитов пород фундамента в четвертичных лавах разных районов, по данным Б. И. Пийпа (1956), К. М. Тимербаевой (1967), А. Н. Сирина (1968).

Северное подножье центрального поднятия, оборванное зонами разломов широтного простираения, совпадает с долиной р. Камчатки у пос. Ключи. Разломы имеют дочетвертичный возраст и фиксируются лишь узкими линейными зонами интенсивных магнитных аномалий. К северу от долины р. Камчатки вплоть до района Шивелуча предполагается общее пологое воздымание фундамента. Судя по находкам в лавах Шивелуча ксенолитов метаморфических пород, мощность меловых толщ здесь сокращена. Этот вывод подтверждается и тем, что к северу от Шивелуча, в пределах Хавывенской возвышенности, метаморфические породы прямо выходят на дневную поверхность.

По данным аэромагнитной съемки, в пределах депрессии трассируются разломы северо-западного простираения, прослеженные на стыке хребтов Кумроч и Тумрок, а также по долинам рек Правого Толбачика илевой Щапиной. На стыке Кумроча и Тумрока располагается грабен шириной 10 км. Он разделяет поднятые блоки хр. Кумроч и северной части хр. Тумрок, где выходят кремнисто-вулканогенные толщи, условно относимые к верхнему мелу. Грабен перекрыт мегаплагиофировыми лавами основания Ключевской группы вулканов. Это единственное место, где эти лавы заливают смежные с Камчатской депрессией горные сооружения. Суммарную амплитуду смещения по ограничивающим грабен разломам можно определить не менее чем в 1000 м. Разломы эти трансформируются в пределы Центрально-Камчатской депрессии в виде зон высоких градиентов магнитного поля, параллельно которым располагаются крупнейшие вулканические группы Толбачика и Удиных сопков (вдоль разлома южного ограничения) и Зиминских сопков (вдоль разлома северного ограничения). Точно так же прослеживаются в поле развития вулканических пород разломы северо-западного простираения, откартированные в верховьях рек Правого Толбачика илевой Щапиной. Сбросы субширотного простираения фиксируются на северном склоне Ключевской сопки и к северу от вулканов Харчинской группы. Возможно, что они также представляют собой ограничения секущего грабена в фундаменте.

Рассмотрение структуры фундамента Ключевской группы показывает, что осевая часть участка Центрально-Камчатской депрессии к моменту начала четвертичного вулканизма представляла собой горстовое поднятие — прямое продолжение горстовой системы Восточного хребта (рис. 64). Меридиональный участок долины р. Камчатки наследовал впадину, заполненную осадочными толщами верхнего палеоген-неогена (Козыревская впадина). Участок же так называемой Хапичинской впадины, по-видимому, имел существенно иную природу. Он, вероятно, представлял собой элемент системы грабенов и наложенных депрессий, секущих



Рис. 65. Кратер в. Шивелуч извержения 1964 года. На западном плане главная вершина вулкана

Фото Г. С. Штейнберга

горстовую систему Восточного хребта. Об этом свидетельствуют, в частности, положение этой впадины между горстами осевой части Ключевской группы и Кумроча, небольшая ширина и линейный характер этой структуры, а также резкое выклинивание ее к северу от р. Камчатки и в верховьях р. Хапицы. Если это предположение верно, то наиболее древние отложения Хапичинской впадины относятся в лучшем случае к верхам плиоцена.

Общее погружение всего района и формирование структуры Центрально-Камчатской депрессии на рассматриваемом участке связаны с началом здесь активной вулканической деятельности. Характерно, что основные проявления четвертичного вулканизма района Ключевской группы и Шивелуча расположены в общей полосе северо-восточного простираения, которая, по-видимому, соответствует стыку двух разнородных блоков фундамента. Простираение этой полосы совпадает с простиранием грабена р. Правой Щапиной в горст-антиклинали Восточного хребта, являясь продолжением этой зоны растяжения.

Рассмотрение истории формирования рельефа описываемого участка депрессии удобнее начать с расположенных на севере его вулканических массивов Шивелуч и Харчинский.

Вулканический массив Шивелуч (площадь основания около 1650 км^2) располагается в самой северной части депрессии (рис. 65). Его основание (включая широкий пояс вулканогенно-пролювиальных и флювиогляциальных равнин) имеет в плане вид слабо вытянутого овала, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Ее длина около 70 км. Длина короткой оси не превышает 40—45 км. Центральная часть массива образована двумя крупными вулканическими сооружениями — Старым Шивелучем, очень крупным стратовулканом, южная часть которого разрушена гигантским направленным взрывом, и Молодым Шивелучем (собственно вулкан Шивелуч), сидящим в центральной части образованного взрывом кратера. Как выяснено последними работами И. Т. Кирсанова, Т. П. Кирсановой, О. Н. Волынца, А. В. Колоскова и других и по данным дешифрирования аэрофотосним-

ков, проведенных И. В. Мелекесцевым, геологическое строение Старого Шивелуча отличается большой сложностью. По-видимому, это полигенетическая постройка, сформированная многими вулканическими образованиями разного происхождения, состава и геологического строения: базальтовыми и андезитовыми стратовулканами, шлаковыми и лавовыми конусами, экструзивными куполами и т. д. Молодой Шивелуч возник за счет слияния многочисленных экструзивных куполов андезитового состава. В связи с тем, что пространство между куполами и их склоны перекрыты мощным чехлом эруптивных брекчий, в настоящее время преимущественно экструзивная постройка этого вулкана приобрела внешние черты сходства (общая коническая форма, уклоны и т. д.) с существенно пирокластическими стратовулканами, хотя по генезису это совершенно разные образования.

Основанием Старого Шивелуча служит поверхность одной из морских террас среднеплейстоценового межледникового. В какой-то мере это может быть указанием на его нижнюю возрастную границу. Однако на самом деле эта вулканическая постройка, по-видимому, значительно моложе, поскольку на ее склонах и у подножья пока не обнаружены следы I фазы верхнеплейстоценового оледенения. По-видимому, Старый Шивелуч во время I фазы оледенения либо вообще отсутствовал, либо имел небольшие размеры и высоту и не мог являться крупным центром оледенения. Наиболее вероятное время начала вулканической деятельности массива Старого Шивелуча — верхний плейстоцен, скорее даже, середина верхнего плейстоцена ($Q_3^2 - Q_3^3$).

Перед началом II фазы верхнеплейстоценового оледенения имел место гигантский направленный к югу взрыв, уничтоживший значительную часть сформированной к этому времени постройки Старого Шивелуча. О громадной силе взрыва говорит нахождение взрывных отложений в районе пос. Камаки на расстоянии около 40 км от кратера, а также громадный (6—7 км) поперечник образовавшейся при этом эксплозивной формы. Судя по мощности почвенно-пирокластического чехла, облегающего поверхность взрывных отложений, которая в 2—2,5 раза превышает его мощность на находящейся поблизости морене II фазы верхнеплейстоценового оледенения, взрыв произошел в конце верхнеплейстоценового межстадиала, примерно 25—30 тыс. лет назад. В образовавшемся громадном кратере начали расти постройки Молодого Шивелуча, а также экструзивные купола в пределах юго-западного сектора склона Старого Шивелуча. Заметна приуроченность экструзивных куполов Молодого Шивелуча и экструзивных куполов на склоне Старого Шивелуча к общей линии субширотного простирания, на которой располагаются также многочисленные куполы прилежащего участка хребта Кумроч (см. рис. 63). Интенсивная вулканическая деятельность, сопровождающаяся мощными направленными взрывами и ростом экструзивных куполов, продолжается здесь до настоящего времени (рис. 66).

Харчинский массив, имеющий вид короткого аккумулятивного вулканического хребта, образован слившимися между собой базальтовыми вулканами Заречным и Харчинским и примыкающим к последнему с севера небольшим участком ареального вулканизма. Длина массива 21—22 км, максимальная ширина около 11 км, площадь основания 75—80 км². Его длинная ось ориентирована в северо-западном направлении (345°). Подобное же простирание, вероятно, имеет и разрывное нарушение, к которому приурочены составляющие хребет вулканы.

Все вулканы имеют довольно хорошую сохранность. Однако вершинная часть Харчинского вулкана расчленена небольшими троговыми долинами, а его подножье перекрыто моренами II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Начало образования вулкана неизвестно, но наличие значительных участков первичных склонов позволяет предполагать его верхнеплейстоценовый возраст. Вулкан Заречный практически не изме-



Рис. 66. Отложения направленного взрыва (НВ) и пирокластического потока (ПП) в. Шивелуч извержения 1964 г.

Хорошо видны следы движения отложений по поверхности

нен экзогенными процессами. Его наиболее вероятный возраст голоценовый, скорее всего раннеголоценовый.

Расположенная южнее Ключевская группа вулканов (рис. 67) отделяется от массивов Шивелуча — Харчинского широтным участком долины р. Камчатки. Ключевская группа вулканов (площадь около 6500 км²) — крупнейшая на Камчатке. На территории группы насчитывается 13 крупных вулканических сооружений: вулканы Ключевской — 4750 м, Камень — 4575 м, Плоская Ближняя сопка — 4108 м, Плоская Дальняя сопка — 3943 м, Острый Толбачик — 3682 м, Плоский Толбачик — 3085 м, Безымянный — 3085 м¹, Овальная Зими́на — 2744 м, Малая Удина — 1945 м и около 400 более мелких вулканических форм (шлаковые и лавовые конусы, экструзивные куполы, воронки взрыва). Вулканы Ключевской, Плоский Толбачик и Безымянный являются действующими.

На крайнем юге к Ключевской группе примыкает крупный щитообразный вулкан Николка (хр. Никольский). Основание вулкана имеет овальную форму. Длина большой оси субширотного прости́рания около 35 км, меньшей — 25 км. Площадь основания около 700 км². В настоящее время высота вулкана около 1250 м. Однако названная величина меньше первоначальной высоты вулкана, так как вершинная его часть сильно разрушена.

¹ До извержения 1955—1956 гг. В настоящее время около 2800 м.



Рис. 67. Ключевская группа вулканов. Поверхность лавового плато Удинского и Хапичинского дола

Хорошо видны разломы, разбивающие плато на отдельные блоки и перекрывающие плато морены (М) II фазы верхнеплейстоценового оледенения. На заднем плане вулканы Овальная (ОВЗ) и Острая (ОЗ) Зиминны сопки, Горный Зуб (ГЗ), Камень (К) и Ключевской (КЛ). Фото Н. Т. Кирсанова

Начальные этапы формирования рельефа в пределах Ключевской группы связаны с массовыми излияниями базальтов в зоне растяжения вдоль восточной границы Центрально-Камчатской депрессии и горстов северного звена Восточного хребта Камчатки. Излияния носили преимущественно ареальный характер и происходили в условиях отсутствия четко выраженной орографической границы между периферической частью депрессии и современными горстовыми поднятиями хребтов Кумроч и Тумрок. На это, в частности, указывают одни и те же по составу и строению лавовые покровы как в пределах депрессии (правобережье нижнего течения р. Хапицы), так и в пределах прилежащих водораздельных участков хр. Кумроч (бассейн р. Бекеш), высоко поднятых восходящими тектоническими движениями во второй половине четвертичного периода.

К этому времени относится и формирование крупного базальтового щитообразного вулкана Николки, который, по всей видимости, возник в месте пересечения двух зон растяжения — северо-восточной, связанной с образованием Центрально-Камчатской депрессии, и северо-западной, приуроченной к наложенной структуре аналогичного простирания, проходящей через район хр. Тумрок. Присутствие в нижней части раз-

реза вулкана обратно намагнитченных лав позволяет полагать, что вулкан сформировался в конце верхнего плиоцена — раннем плейстоцене. По своей морфологии он не стилизуется от других подобных ему образований. Крутизна его склонов в нижней части $5-6^\circ$, в средней $10-12^\circ$, первичные склоны сохранились только в нижней части постройки. Вулкан обнаруживает четкие следы обработки ледниками I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Кары и трогии II фазы оледенения приурочены к вершине вулкана. Троговые долины I фазы по радиусам протягиваются в пределы средней и нижней частей конуса.

В среднем — начале верхнего плейстоцена интенсивная вулканическая деятельность сосредоточилась в пределах собственно Ключевской группы вулканов. В это время произошли мощные лавовые излияния, которые сформировали нижние части плато Удинского и Хапичинского долов, а также центральных частей Ключевской группы (лавовые плато в верхнем течении р. Студеной). По данным О. М. Алыповой (1967), указанные лавы имеют прямую намагнитченность. К сожалению, на большей части территории группы сформировавшиеся в это время лавовые равнины оказались позднее погребенными под более молодыми образованиями, поэтому судить о масштабах вулканизма данного этапа в целом пока нельзя. По-видимому, крупные вулканы центрального типа в среднем плейстоцене почти не формировались, так как единственным образованием такого рода являются здесь вулкан Горный Зуб, а предполагать, что подобные сооружения были разрушены или погребены, нет оснований.

Вулкан Горный Зуб сложен андезитобазальтами и базальтами. В настоящее время он сильно разрушен. Обломки слагающих его пород обнаружены в моренах I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. Лавы вулкана, по измерениям О. М. Алыповой, имеют нормальную намагнитченность. Взаимоотношения пород, слагающих вулкан Горный Зуб, и описанных выше лав плато неясно. Вероятно, породы вулкана несколько моложе лав плато. Можно полагать, что вулкан Горный Зуб сформирован в среднем-верхнем плейстоцене, до начала верхнеплейстоценового оледенения.

Столь же интенсивно вулканическая деятельность продолжалась и в течение следующего верхнеплейстоценового этапа. Именно в это время началось формирование гигантского щитового вулкана в основании Плоских сопков, пьедестала вулкана Толбачик, верхних частей плато Удинского и Хапичинского долов, вулканического массива Шивелуч, вулкана Харчинский и др. Наиболее четкое стратиграфическое положение занимают мегаплагиофировые лавы, слагающие верхние части плато Удинского и Хапичинского долов: они подстилаются мореной I фазы верхнеплейстоценового оледенения и перекрываются ледниковыми отложениями II фазы этого оледенения. Можно уверенно полагать, что они излились в течение верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3). Следует отметить, что помимо верхнеплейстоценовых мегаплагиофировых лав на территории Ключевской группы вулканов развиты мегаплагиофировые лавы голоценового возраста, близкие к ним по внешнему облику и химическому составу (район вулкана Овальная Зиминая, Лавовый Шиш и др.). Ранее (Пийп, 1956) все эти лавы считались одновозрастными.

Излияние верхнеплейстоценовых мегаплагиофировых лав соответствуют по времени массовым выбросам кислой пирокластики в вулканических зонах Восточной и Южной Камчатки.

После конца этих излияний во второй половине верхнего плейстоцена начинается новый, специфический этап вулканизма. Смене характера вулканизма предшествует четкая дифференциация тектонического режима отдельных участков территории Ключевской группы. Аккумулятивный лавовый щит, создавшийся в ходе предыдущих этапов вулкани-

ческой деятельности, в этот период был разбит сложной системой разломов с амплитудой до нескольких сотен метров, разграничивших участки разные по знаку движений. Так выделяются:

1. Стабильный блок плато юго-восточной части Ключевской группы — Хапичинский дол. Он смыкается на юге с другим таким же стабильным участком плато — Асхачным увалом.

2. Стабильный блок в центральной части Ключевской группы — между современными вулканами Плоский и Ключевской и к югу от них до широты долины р. Студеной. Территория его примерно соответствует площади погребенного поднятия фундамента, фиксируемого по геофизическим данным.

3. Опушенный блок к югу от р. Студеной и современных Удинских сопки.

4. Опушенный блок восточного подножья Ключевской группы вулканов, территория которого соответствует району Хапичинской впадины.

Основные движения по разграничивающим блоки разломам были кратковременны и предшествовали формированию крупных стратовулканов. Во всяком случае вулканы Большая и Малая Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик перекрывают такие разломы (Эрлих, 1966). Однако общая тенденция блоков к поднятию или опусканию сохраняется вплоть до настоящего времени и четко проявляется в характере голоценовых движений (Мелекесцев и др., 1970).

Вторая половина верхнего плейстоцена характеризуется возникновением гигантских существенно пирокластических стратовулканов, таких, как Камень, пьедестал вулкана Острый Толбачик, Дальняя и Ближняя Плоские сопки, Большая Удина. К этому же времени относится возникновение молодых форм на склонах г. Николки — шлаковых и лавовых конусов с лавовыми потоками.

Стратовулканы Ключевской группы располагаются по склонам центрального поднятия фундамента. Так, вдоль его восточного склона находится ряд вулканов: Ключевская сопка, Камень, Безымянная сопка. На западном борту расположен массив Плоской сопки. В южной части Ключевской группы вулканы центрального типа приурочены к линиям крупных поперечных разломов фундамента, совпадающих с северной границей опущенного блока к югу от Толбачика. Простираение рядов вулканов здесь субширотное, северо-западное: массив Зиминых сопки вытянут вдоль линии широтного простираения, вулканы Большая и Малая Удины сопки, Плоский и Острый Толбачик ориентированы вдоль линии северо-западного простираения. Поперечная зональность в расположении вулканов Ключевской группы проявляется в приуроченности андезитовых экструзий к восточной ее части и локализации на западе линейных зон ареального базальтового вулканизма и кальдер гавайского типа (вулканы Плоский Толбачик и Дальняя Плоская сопка).

Вулканическая деятельность этого времени проходила в условиях резкого похолодания климата, вызвавшего широкое распространение на Камчатке верхнеплейстоценового оледенения. В связи с большими абсолютными отметками вулканов Ключевской группы и вулканического массива Шивелуч эти районы были одним из самых крупных на Камчатке центров оледенения (Мелекесцев и др., 1970). Здесь возникли обширные ледниковые щиты, общая площадь которых во II фазу верхнеплейстоценового оледенения превышала 5000 км². Аналогичная картина наблюдалась, по-видимому, и в I фазу оледенения, тем более что масштаб последней был на Камчатке в целом намного больше, чем второй. Лед одевал склоны вулканов сплошным покровом и растекался на прилегающие равнинные участки, образуя огромные ледяные поля, поперечник которых достигал 60—70 км. Ориентировочная цифра общего объема ледников в пределах Ключевской группы составляла около 580 км³ (Мелекесцев и др., 1970).

Интересен факт слияния ледника подножий Ключевской группы вулканов и одновозрастного ему очень большого по размерам ледника, бравшего начало на южных склонах вулкана Шивелуч. При слиянии ключевского и шивелучского ледниковых щитов долина р. Камчатки неоднократно перегораживалась. Ледниковая подпруда вызвала выше по течению образование временных озер.

Отдельным центром оледенения являлся также вулкан Николка. Но там были распространены только обычные горно-долинные ледники, не выходившие за пределы вулканических построек. Такого же типа оледенение было свойственно и вулкану Горный Зуб.

При таянии ледников у подножья вулканов образовались огромные поля холмисто-котловинного рельефа. В настоящее время площадь аккумулятивного рельефа ледникового происхождения составляет в Ключевской группе примерно 1160—1150 км², однако проведенная реконструкция показывает, что первоначальная площадь этих образований составляла не менее 3000 км². В строении ледниковых отложений большую роль играют водно- и озерно-ледниковые фации, связанные с широким развитием массивов мертвого льда (Мелекесцев, Красная, 1966; Красная, Олюнин, 1969). Флювиогляциальные потоки сформировали у подножья вулканов сплошные пояса флювиогляциальных равнин.

Весьма разнообразная и мощная вулканическая деятельность имела место в последний, голоценовый, этап. В это время возникли вулканы Ключевской (рис. 68), Средняя сопка, Безымянный, Овальная и Острая Зимины сопки, произошло образование региональных зон шлаковых и лавовых конусов в районе вулканов Толбачик, Плоской Ближней и Плоской Дальней сопки. В начале голоцена все еще были активны вулканы Камень, Плоская Дальняя и Плоская Ближняя сопки, Большая и Малая Удина сопки, Острый Толбачик. Как и ранее, среди изверженных пород преобладали базальты и андезитобазальты. Более кислые разновидности, главным образом роговообманковые андезиты, были характерны лишь для вулкана Безымянного (рис. 69) и связанных с ним экструзивных образований Зиминых сопки.

Голоцен характеризуется возникновением на вулканах Дальняя Плоская сопка и Плоском Толбачике кальдер, близких к гавайскому типу, которые нигде больше на Камчатке не встречаются. По способу образования (отток лавы в результате появления крупных трещин на склонах вулканов) они сходны с кальдерами типа Килауэа, а по геологическому эффекту (обрушение внутрь вершины вулкана) напоминают катмайский тип кальдер. Размер кальдер на вулкане Плоская Дальняя сопка 6,5×5,5 км (внешняя) и 4×3,5 км (внутренняя). На вулкане Плоский Толбачик их форма близка к круговой, а диаметр равен 3,7 (внешний) и 2 км (внутренний).

Голоценовые движения выразились в формировании двух крупных линейных зон растяжения, вдоль которых проявился ареальный базальтовый вулканизм. Одна из этих зон пересекает вулкан Плоский Толбачик, вторая — Плоскую сопку. В обоих случаях южная часть зоны имеет северо-северо-восточное простирание (20—25°). После пересечения вершинных зон вулканов, где расположены кальдеры гавайского типа, зоны меняют ориентировку на северо-восточное (40—45°). Огромные по масштабам ареальные излияния лав покрывают всю площадь опущенного блока между Толбачиком и Асхачным увалом, широко развиты к югу от вулкана Плоский. Лавы перекрывают морены, образуя поля с глыбовой или волнистой поверхностью, почти не затронутые эрозийным расчленением.

Происходящие в голоцене и в последние столетия направленные взрывы на вулканах Безымянный и Шивелуч привели к образованию в зоне их подножий вулканогенных равнин агломератовых пирокластических потоков и отложений направленных взрывов.

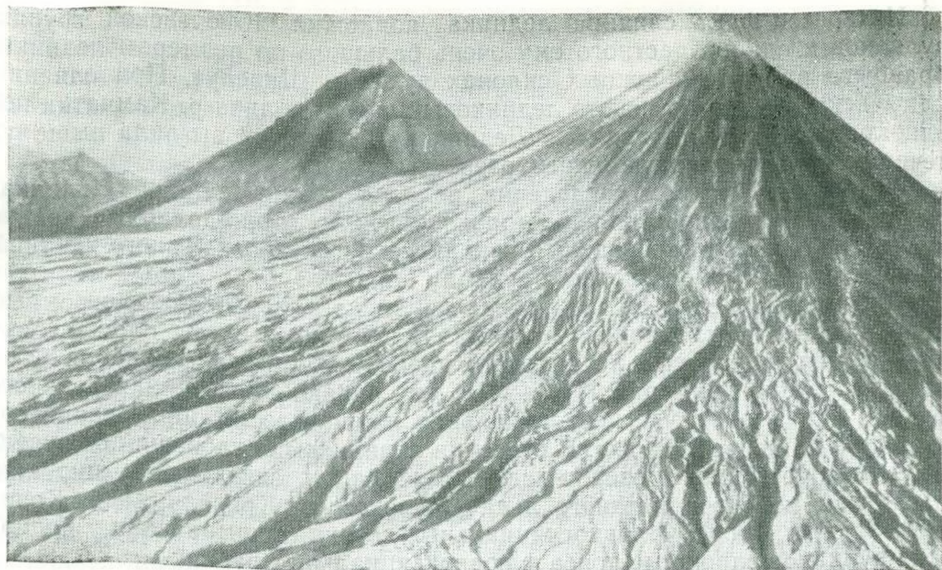


Рис. 68. Конус Ключевской сопки

На переднем плане поверхность вулканогенно-пролювиальной равнины подножия вулкана. Фото И. Т. Кирсанова



Рис. 69. Экструзивный купол Новый на в. Безымянном

Фото Ю. М. Дубика

Наряду с голоценовыми вулканическими образованиями важную роль в строении и преобразовании рельефа подножий играет послеледниковая эрозивно-аккумулятивная деятельность сухих рек. Связанные с ними равнины занимают огромные площади и сложены различными генетическими типами осадков (вулканогенно-пролювиальными, пролювиальными, флювиогляциальными). Морфологически все они представляют крупные конусы выноса (наземные дельты), сливающиеся на периферии вулканов в мощный шлейф. Формирование современных назем-

ных дельт явно указывает, что прогибание территории продолжается и в настоящее время.

Интенсивная вулканическая деятельность в течение всего четвертичного времени, приведшая к формированию гигантских аккумулятивных горных массивов в пределах северного участка депрессии, несомненно, была одной из главных причин значительного опускания этого участка земной коры. Причем опускание захватило не только территорию, занятую районами вулканической активности, но и сопредельные участки, что вызвало здесь преимущественное развитие аккумулятивных форм рельефа.

По приблизительным подсчетам И. В. Мелекесцева, объем вулканических пород Ключевской группы равен примерно 5000 км^3 , а вес $1,2 \times 10^{13} \text{ т}$. Средняя интегральная мощность вулканогенных пород для нее составляет около 800 м. Аналогичные цифры для вулканического массива Шивелуч равны соответственно 950 км^3 , $2 \times 10^{12} \text{ т}$ и 550—600 м. Несомненно, столь огромный вес вулканических сооружений Ключевской группы и массива Шивелуч не мог не вызвать прогибания земной коры этого участка.

Обращает внимание, что средняя интегральная мощность средневерхнеплейстоценовых вулканогенных пород в пределах Ключевской группы и массива Шивелуч равна или даже превышает амплитуду тектонических поднятий прилежащих участков горста хр. Кумроч за это же время. Таким образом, можно считать, что опускание блока земной коры под вулканическими узлами полностью компенсировано или даже перекомпенсировано накоплением здесь вулканогенных пород и продуктов их переотложения. Поэтому в пределах этих узлов, несмотря на постоянное опускание на протяжении четвертичного периода, наблюдался общий рост высоты поверхности. Более того, сейчас здесь возникли самые высокие на Камчатке вулканические горы. Наоборот, участки депрессии вне районов интенсивной вулканической аккумуляции характеризуются недокомпенсированным прогибанием и испытывают, по-видимому, не только относительное, но и абсолютное опускание.

За пределами вулканических участков основная роль в формировании рельефа в северной части депрессии также принадлежит аккумулятивным процессам. Главная причина этого — ярко выраженная тенденция к опусканию всей территории.

Наиболее древними аккумулятивными образованиями являются обширные флювиогляциальные конусы выноса — континентальные дельты I фазы верхнеплейстоценового оледенения. Самая крупная форма такого рода — флювиогляциальная равнина р. Камчатки. Один из ее фрагментов служит в настоящее время водоразделом Камчатки и Козыревки, а второй — располагается на правом берегу р. Камчатки в районе пос. Лазо.

Во флювиогляциальные континентальные дельты I фазы оледенения вложены аналогичные формы II фазы верхнеплейстоценового оледенения, развитые главным образом вдоль западного подножья Срединного хребта и по периферии вулкана Николка.

К центральной части депрессии приурочена долина р. Камчатки. В отличие от более южного участка высокие цокольные аллювиальные террасы отсутствуют, а самыми древними уровнями являются аккумулятивные высокие поймы и I надпойменная терраса.

Обширные участки равнин в бассейне р. Еловки (левый приток р. Камчатки) и Большой Хапицы (правый приток р. Камчатки) являются, по-видимому, днищами временных озер, возникших в период II фазы оледенения, когда ледники Ключевской группы вулканов и вулканического массива Шивелуч сливались между собой, перегораживая долину р. Камчатки.

Район в целом совпадает с четвертичной вулканической зоной Срединного хребта Камчатки, выделяемой в границах от р. Ичи на юге, до верховий рек Кахтаны, Хайлюли — на севере. Лишь наиболее восточные вулканы этой зоны накладываются на смежное на востоке аккумулятивно-тектоническое поднятие центральной и северной части Срединного хребта. Общая длина структуры достигает 450 км, при ширине от 30—40 до 80—100 км. Поперечные границы зоны тяготеют к двум долгоживущим зонам разломов северо-западного простирания. На юге такой разлом ограничивает Малкинский свод. Вдоль него происходит резкое погружение метаморфических пород под осадочные и осадочно-вулканогенные толщи третичного и четвертичного возраста. На севере вулканический пояс резко оборван другой системой разломов северо-западного простирания, идущей по долинам рек Кахтаны и Хайлюли.

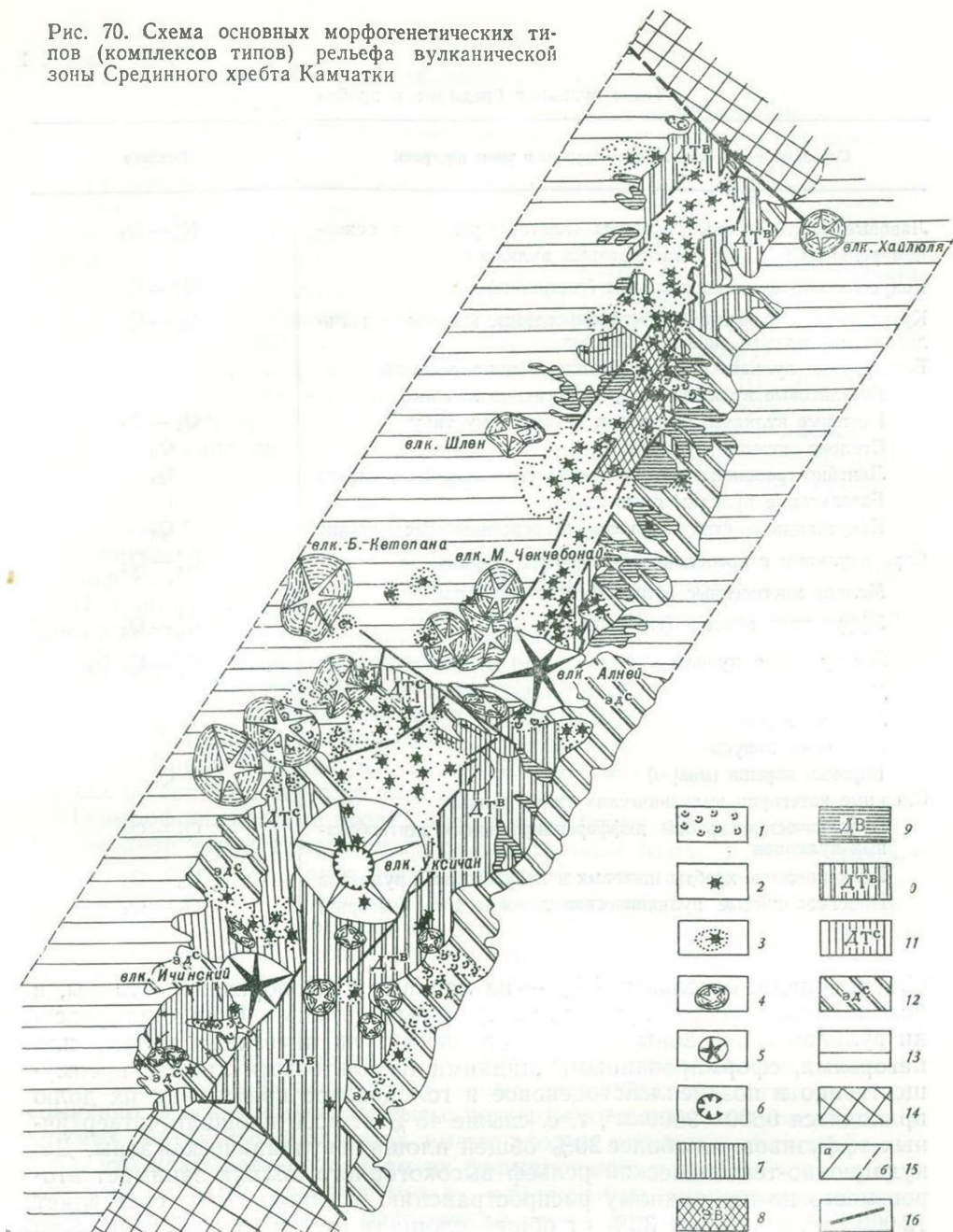
Грабен-синклиналь имеет сложную мозаичную структуру (рис. 70). Южная часть зоны на востоке наложена на опущенный комплекс миоцен-плиоценовых вулканогенных толщ. На западе же она накладывается на денудированную поверхность Западно-Камчатского прогиба, заполненную осадочными толщами третичного возраста. Западная граница грабен-синклинали не имеет разломного ограничения. Восточная же четко проходит по системе крупноамплитудных сбросов вдоль рек Быстрой (Козыревской), Анавгай и далее вдоль осевой части Срединного хребта. Северная часть грабен-синклинали отчетливо накладывается на осевую часть Срединного хребта. Фундамент ее целиком образован вулканогенными миоцен-плиоценовыми толщами. Оба борта имеют четкие разломные ограничения.

В пределах центральной вулканической части Срединного хребта достаточно четко выделяются две структурно-геоморфологические зоны: зона преимущественно третичного вулканизма и зона четвертичного вулканизма (Огородов, Кожемяка и др., 1972). Зона третичного вулканизма соответствует восточной части Срединного хребта и включает хребты Быстринский, Козыревский, Крюки, Столовая тундра. Зона четвертичного вулканизма развита в основном в центральной и западной части Срединного хребта. В последней выделяется западная вулканическая подзона, в пределах которой расположены крупные нижнечетвертичные щитообразные вулканы, аккумулятивно насаженные на структурно-денудационный рельеф Западно-Камчатской равнины.

Четвертичная вулканическая деятельность в Срединном хребте проявилась исключительно интенсивно. В настоящее время здесь выделено 120 вулканов полигенного типа с диаметром основания от 2—3 до 45 км и около 1000 мелких моногенных вулканических образований — шлаковых и лавовых конусов преимущественно ареального типа. Специфической особенностью вулканизма Срединного хребта, в сравнении с другими зонами Камчатки, является массовое формирование молодых щитовых вулканов, близких к исландскому типу. Интенсивная вулканическая деятельность происходила на протяжении всего четвертичного периода и закончилась совсем недавно, всего несколько тысяч и даже несколько сот лет тому назад. Лишь один вулкан Ичинский проявляет слабую фумарольную деятельность до настоящего времени. Основные морфогенетические типы вулканов, развитые в пределах зоны, охарактеризованы в табл. 12.

Для лучшего понимания особенностей рельефа и морфоструктуры центральной вулканической части хребта ниже приводятся площади, занятые главными морфогенетическими типами (комплексами типов) рельефа. Общая площадь четвертичных эффузивов зоны составляет 18 500—19 000 км², а объем изверженного материала оценивается в 5000—5150 км³. На долю центральных вулканов приходится примерно

Рис. 70. Схема основных морфогенетических типов (комплексов типов) рельефа вулканической зоны Срединного хребта Камчатки



- 1 — участки лавовых полей ареального вулканизма ($Q_3^3-Q_4$);
- 2 — щитовые и конусовидные стратовулканы второго базальтового этапа вулканизма (Q_3-Q_4);
- 3 — основные районы интенсивной аккумуляции молодых базальтовых лав — плоские вулканические доли и вулканические хребты (Q_3-Q_4);
- 4 — вулканы щитообразные, дифференцированные вулканы первого, раннего этапа четвертичного вулканизма (Q_1-Q_2);
- 5 — сложные по генезису длительно живущие вулканические массивы;
- 6 — кальдера в. Уксичан;
- 7 — лавовые платообразные останцы вв. Черпук, Окси, Теклетунуп ($N_2^3-Q_1$);
- 8 — эрозионно-вулканический и денудационно-тектонический рельеф;
- 9 — денудационно-вулканический рельеф — лавовые платообразные останцы в основном реликты крупных щитообразных вулканов ($N_2^3-Q_1$);

- 10 — денудационно-тектонический рельеф, резко расчлененный, высокогорного облика, преимущественно на отложениях плиоценового возраста ($N_2^3-Q_1$);
- 11 — денудационно-тектонический рельеф, среднегорный, на дочетвертичных вулканогенных комплексах;
- 12 — существенно денудационный (эрозионно-денудационный) рельеф, слабо контрастный, низко-среднегорный, преимущественно на породах доплиоценового возраста;
- 13 — холмисто-увалистая структурно-денудационная равнина с элементами низкогогорья, в основном на верхнеогеновых осадочных отложениях;
- 14 — выступы сложного по генезису древнего рельефа на отложениях мезозойского (?) возраста;
- 15 — тектонические нарушения, фиксирующие грабен: а) установленные, б) предполагаемые;
- 16 — диагональные структурные швы

Типы вулканов Срединного хребта

Основные морфогенетические группы и типы построек	Возраст
Лавовые платообразные останцы (платоэффузивы), в основном реликты крупных щитообразных вулканов	$N_2^3 - Q_1$
Конусовидные вулканы сложные (составные)	$N_2^3 - Q_1$
Крупные щитообразные дифференцированные вулканы с кальдерами вершинного типа или без них	$Q_1 - Q_2$
Базальтовые вулканы не дифференцированные, молодые	
Базальтовые вулканы, преимущественно лавовые	
Щитовые вулканы, близкие к исландскому типу	$Q_3 - Q_4$
Столово-щитовые вулканы	Q_3
Линейно-трещинные вулканы — плоские лавовые равнины	Q_3
Базальтовые вулканы смешанные	
Конусовидные стратовулканы (лавово-пирокластические)	Q_3
Стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов	$Q_3^3 - Q_4$
Мелкие многогенные вулканические образования	
Эффузивные куполы (экзогенные)	$Q_3^3 - Q_4$
Экструзивные куполы	$Q_2^2 - Q_4 (?)$
Лавовые холмы	Q_4
Лавовые конусы	Q_4
Шлаковые конусы	Q_4
Воронки взрыва (маары)	Q_4
Сложные категории вулканических типов рельефа	
Вулканические хребты дифференцированных щитообразных вулканов	$Q_1 - Q_2$
Вулканические хребты щитовых и конусовидных вулканов	$Q_3 - Q_4$
Плосковолнистые вулканические лавовые доли (нагорья)	$Q_3 - Q_4$

85% площади, остальные 15% — на лавовые платообразные останцы, в большинстве реликты крупных центральных вулканов. Обширные участки вулканической зоны заняты молодыми вулканическими долами или нагорьями, сформированными жидкими базальтовыми лавами преимущественно в позднеплейстоценовое и голоценовое время — на их долю приходится 8500—9000 км², т. е. свыше 45% от всей площади четвертичных эффузивов, или более 20% общей площади вулканической зоны. Денудационно-тектонический рельеф высокогорного облика занимает второе место по площадному распространению, площадь его составляет 12 000 км², или более 30% от общей площади вулканической зоны. Как уже отмечалось выше, интенсивный вулканизм плиоценового времени сформировал мощный вулканический ярус рельефа, который, несмотря на воздействие тектонических движений и процессов денудации, усилившихся в четвертичное время, все еще в значительной мере сохраняет черты своей эндогенно-аккумулятивной природы. Интересной особенностью вулканической зоны является относительно широкое распространение древнего денудационного рельефа, развитого на отложениях нижне-среднемиоценового времени — около 20% общей площади зоны.

Большая часть морфоструктур вулканической зоны площадью более 30 000 км² построена мощными аккумулятивными вулканогенными комплексами пород. В морфоструктурном отношении рассматриваемая территория представляет собой своего рода аккумулятивно-тектонический

свод, сформированный под решающим воздействием эндогенных факторов — тектоники и вулканизма. При оценке относительной роли тектоники и вулканизма выявляется доминирующая роль вулканизма как в создании отдельных элементов, так и современной морфоструктуры центральной части хребта в целом. Особенно велик морфоструктурный эффект четвертичного вулканизма.

В конце верхнего плиоцена, по мнению В. К. Ротмана (1963), подтвержденному нашими наблюдениями, сильные эксплозии разрушают вершинные части построек многочисленных плиоценовых стратовулканов, образуя значительные объемы пирокластики (пемз, игнимбритов, туфов, туфобрекчий), которые оказали большое нивелирующее воздействие на рельеф. Своеобразие становления рельефа в этот период заключается в том, что в конце плиоцена не происходило мощного складкообразования; преобладающее развитие получили слабые дислокации. Вспышка эксплозивного вулканизма, завершившая плиоценовый вулканический цикл, способствовала нивелировке и без того слабо контрастного рельефа.

В целом плиоценовый рельеф характеризовался относительно слабой расчлененностью. Такие особенности рельефа позволяют предполагать, что вертикальные движения имели небольшую амплитуду.

Подробнее остановимся на вопросе о длительности перерыва в осадконакоплении между плиоценом и плейстоценом. Изучение кровли отложений позднеплиоценового времени и раннего этапа четвертичного вулканизма показало, что перерыв в осадконакоплении между плиоценом и плейстоценом был весьма непродолжительным. В ряде районов трудно разделить лавовые платообразные останцы позднеплиоценового и раннечетвертичного времени; между ними существуют постепенные переходы как по составу, так и по возрасту.

Геоморфологические исследования и особенно палеомагнитный анализ верхней части плиоценовых вулканогенных толщ и четвертичных эффузивов дают основание высказать предположение, что граница между образованиями алнейского (или крерукского, по А. Е. Шанцеру) комплекса, с одной стороны, и комплексами, связанными с четвертичным циклом вулканической активности, с другой — зачастую условна. Так, в районе Столовой тундры четко устанавливаются центры плиоценового вулканизма или реликты плиоценовых вулканов, верхние лавовые потоки которых имеют первую обратно намагниченную зону. В то же время некоторые эффузивные комплексы, морфологически выраженные в виде отдельных пологонаклонных платообразных останцов и, несомненно, в основном связанные с четвертичным циклом вулканизма, в нижних частях своих разрезов имеют вторую прямую палеомагнитную зону, что указывает на начало их формирования в плиоценовое время. Другими словами, граница между плиоценовым вулканическим комплексом и четвертичными эффузивами может быть скользящей. Кроме того, кровля позднеплиоценовых отложений в тех случаях, когда она бронирована эффузивами забедомо раннеплейстоценового возраста (например, в районе вулкана Уксичан), не обнаруживает признаков глубокого расчленения и значительной переработки ее экзогенными процессами (Огородов, Кожемяка и др., 1966). Все эти соображения являются, по нашему мнению, существенными указаниями в пользу небольшого перерыва между вулканизмом позднего плиоцена и четвертичным вулканическим циклом, а следовательно, и в пользу непродолжительности этапа относительно стабильной тектонической обстановки. Последнее обстоятельство подчеркивается Г. М. Власовым и А. Е. Святловским (1964). Перед началом качественно нового этапа тектонических движений и вулканизма четвертичного времени территория представляла собой систему невысоких слабо расчлененных вулканических хреб-



Рис. 71. Лавовые плато в районе вулкана Уксичан

Виден небольшой голоценовый щитовой вулкан, насаженный на плато

тов существенно аккумулятивного облика и относительно простого строения.

После ослабления тектонической и вулканической активности в начале четвертичного времени рассматриваемая территория вступает в принципиально иные геотектонические условия. Об интенсивности вертикальных тектонических движений в раннеплейстоценовое время мы не можем говорить со всей определенностью, однако, вероятнее всего их амплитуда была небольшой. В пользу этого свидетельствуют преимущественно тонкий гранулометрический состав материала коррелятных осадков в Центрально-Камчатской депрессии (супеси, глины), отсутствие каких-либо следов ледниковых отложений в разрезах, хотя похолодание установлено достаточно четко (Куприна, 1970; Брайцева, Мелекесцев и др., 1968). Несмотря на похолодание, высоты хребта были, вероятно, недостаточны для развития оледенения заметного масштаба, так как на большинстве участков высоты обычно находились в пределах 500—700 м. Лишь отдельные пики вулканов возвышались над указанным уровнем.

По широко распространенной в геологической литературе точке зрения, в раннеплейстоценовое время происходили массовые излияния базальтов. Хотя грецинные излияния в отдельных районах и имели место, однако в подавляющем большинстве случаев комплекс платоэффузивов (рис. 71) четко увязывается с деятельностью крупных щитовых и щитообразных вулканов размером 20—45 км, которые достаточно хорошо

выражены в рельефе или же уверенно реконструируются на участках наиболее контрастных тектонических движений.

В раннеплейстоценовое и в начале среднеплейстоценового времени в пределах западной, тыловой, части Срединного вулканического пояса, т. е. в районе наиболее стабильном в тектоническом отношении, горная часть хребта наращивается в ширину за счет формирования крупных щитообразных дифференцированных вулканов, которые составляют первый, ранний этап четвертичного вулканического цикла. Таковы вулканы Лаучан, Паялпан, Большой Козыревский, Большая Романовка, Очамо, Бонганти, Уксичан, Бсльшой, Кекукнайский (Ленинградец), Малая Кетепана, Большая Кетепана, Тигильский, Переваловый, Большой Чекчебонай, Малый Чекчебонай, Шлен, Теклетунуп. Несмотря на сильную разрушенность, они полностью сохраняют форму вулканов. Названные постройки относятся к числу наиболее крупных вулканических сооружений зоны. Диаметр их основания колеблется от 15—20 до 45 км, а объем изверженного материала от 10—30 до 150—300 км³. Относительные высоты обычно 600—900 м. Для вулканов характерны сравнительно однообразная и не слишком интенсивная вулканическая деятельность преимущественно эффузивного типа, а также большая продолжительность их жизни, которая измеряется по крайней мере многими десятками тысяч, а возможно, и первыми сотнями тысяч лет.

В результате последующего воздействия процессов кальдерообразования, мощного верхнеплейстоценового оледенения, тектонических движений и процессов денудации вулканы в ряде случаев оказались сильно разрушенными. Это послужило причиной того, что слабо наклонные платообразные останцы щитообразных вулканов, сформированные андезитобазальтовыми и андезитовыми лавами при мелкомасштабных съемках иногда принимались за денудационную поверхность выравнивания или за платобазальты трещинного типа.

К середине среднего плейстоцена первый этап вулканизма в основном завершился, лишь в отдельных центрах слабая вулканическая деятельность продолжалась до начала позднего плейстоцена. Следует подчеркнуть огромный геологический и морфоструктурный эффект вулканической деятельности для первого этапа в целом — общая площадь щитообразных вулканов и их реликтов (платоэффузивов) составляет около 10 000 км², а объем изверженного материала оценивается в 3000 км³. На выраженные в рельефе вулканы приходится около 7000 км² площади и примерно 2000 км³ объема изверженного материала, остальное — на платоэффузивы.

В среднеплейстоценовое время наблюдается усиление контрастности тектонических движений. В этот период происходит формирование в приводораздельной части крупной региональной структуры опускания — грабена (см. рис. 70). Формирование грабена Срединного хребта, имеющего линейные очертания и телескопическое строение, произошло на фоне сводово-блокового воздымания восточной части вулканической зоны (хребты Козыревский, Быстринский, Крюки, Столовая тундра), сопровождавшегося образованием все более контрастного рельефа, и явилось результатом компенсационных движений. Грабен четко прослеживается от верховий р. Кутины на севере до р. Ичи — на юге. На ряде участков он осложнен поперечными, высоко приподнятыми блоками неогенового фундамента. Амплитуда смещения вдоль тектонических нарушений северо-восточного и субмеридионального направления, ограничивающих с востока зону опускания, в среднем 400—500 м. Грабен разобщает лавовые платообразные останцы, возраст которых на основании палеомагнитных данных и взаимоотношения с нижележащими толщами определен как раннеплейстоценовый. В пределах грабена располагаются многочисленные верхнеплейстоценовые вулканы. Следовательно, грабен сформировался в основном в среднеплейстоценовое и отчасти

в верхнеплейстоценовое время, хотя его заложение, возможно, относится к раннему плейстоцену и плиоцену.

Эпохе восходящих движений соответствует этап развития кислого вулканизма. Сравнительно с Восточной и Южной Камчаткой он имеет редуцированный характер. Крупные центры кислого вулканизма образуются лишь на юге Срединного хребта. Это кальдера Хангар, сложенная на метаморфические породы Малкинского свода, вулканотектоническая структура Ичинского вулкана, где образуется система кислых экструзивных куполов и центральный андезито-дацитовый сомма-вулкан кальдеры Уксичан. Образование кальдер Хангара и Уксичана сопровождалось выбросами кислой пирокластики и формированием игнимбритовых покровов. Небольшие кальдеры взрывного типа образуются на вершинах щитообразных вулканов предыдущего этапа. Одновременно происходит внедрение кислых экструзивных куполов регионального типа. Небольшие купола образуются в кальдерах и на периферии вулканов центрального типа.

Увеличение интенсивности вертикальных тектонических движений и увеличение высот хребта за счет аккумуляции вулканических продуктов в сочетании с похолоданием климата, вероятно, привели к развитию среднеплейстоценового оледенения. Аккумулятивные ледниковые комплексы этого оледенения в горной части не сохранились, так как в местах их возможного местонахождения они были уничтожены последующими двумя крупными стадиями оледенения в верхнеплейстоценовую эпоху. Наиболее перспективными с точки зрения нахождения ледниковых отложений среднеплейстоценового возраста являются районы западных предгорий хребта в Западно-Камчатской низменности, где имеются редкие случаи нахождения мореноподобных отложений. Весьма вероятен среднеплейстоценовый возраст ледниковых отложений, расположенных на среднем, меридиональном отрезке долины реки Тигиль, южнее с. Швах, где для сохранения аккумулятивных образований имелись наиболее благоприятные условия. В этом же районе отложения среднеплейстоценового оледенения выделяет А. Р. Гептнер и др. (1965).

После резкого ослабления или же полного прекращения вулканической деятельности территория вступила в верхнем плейстоцене в новый этап развития, который характеризуется массовыми излияниями недифференцированных базальтовых лав. От первого этапа он отделен некоторым перерывом во времени, что подтверждается как отсутствием переходных вулканических форм, так и резкой сменой состава изверженного материала. Характерными особенностями второго этапа являются: возросшая интенсивность вулканизма, почти исключительно базальтовый и андезитобазальтовый состав продуктов извержений, интенсивное проявление ареального типа вулканической деятельности. Продолжительность вулканической деятельности отдельных центров колебалась в широких пределах от нескольких месяцев или лет до первых десятков тысяч лет. Вопрос о времени проявления базальтового этапа решается достаточно удовлетворительно на основании взаимоотношения с ледниковыми формами верхнеплейстоценового оледенения (Кожемяка, 1966а, б, в). Второй этап вулканизма начался в самом конце первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, но главное развитие он получил в межстадиальный и особенно послеледниковый период. Всего было сформировано свыше 100 базальтовых полигенных вулканов с диаметром основания от 3—4 до 8—10 км, а также около 1000 мелких моногенных образований (шлаковых и лавовых конусов преимущественно ареального типа). Специфика вулканической зоны Срединного хребта состоит в том, что здесь в количественном отношении резко преобладают щитовые вулканы (около 80), близкие к исландскому типу. Крупнейшие из них — вулканы Кэбеней (рис. 72), Леутонгей, Междусопочный и многие другие —

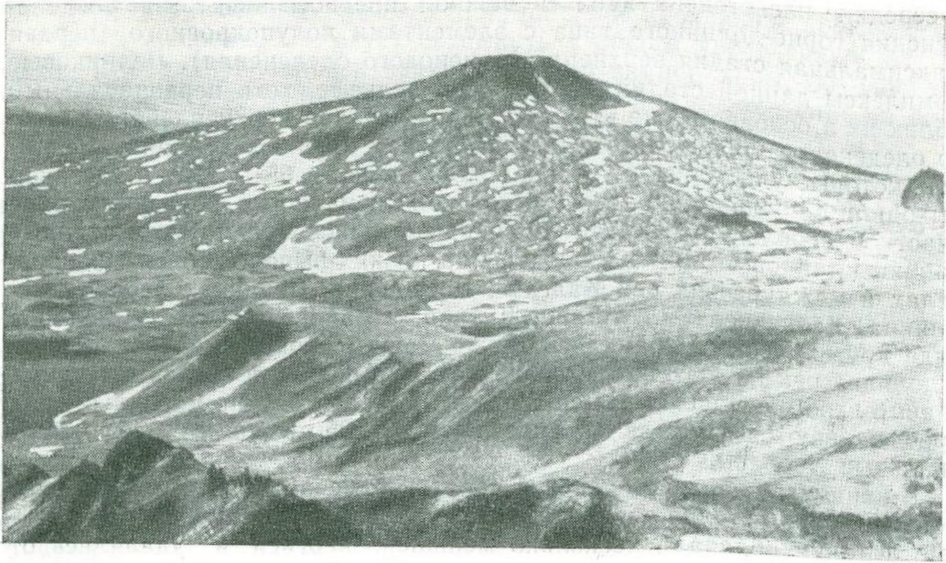


Рис. 72. Голоценовый щитовой вулкан Кэбеней

Фото Н. В. Огородова

не имеют аналогов в других вулканических зонах Камчатки. Площадь базальтовых излияний второго этапа в верхнеплейстоцен-голоценовое время составляет свыше $8500\text{--}9000\text{ км}^2$, а объем изверженного материала оценивается в $2000\text{--}2150\text{ км}^3$ (включая вулкан Ичинский).

Из приведенной характеристики новейшего базальтового этапа вулканизма совершенно четко следует принципиально важный вывод об огромном геологическом и морфоструктурном эффекте вулканизма в позднечетвертичное и голоценовое время. Массовые излияния базальтовых лав, большая часть которых была извергнута в послеледниковое время, т. е. за последние $10\text{--}12$ тыс. лет, оказали решающее воздействие на образование современной морфоструктуры хребта. На площади более 8500 км^2 мощные толщи базальтовых лав заполнили обширные участки прогибания, полностью перекрыли и нивелировали предшествующий рельеф и образовали молодой аккумулятивный подъярус рельефа, который увеличивает высоту хребта на обширных участках в среднем на $400\text{--}500\text{ м}$, а нередко и более. Наиболее крупные вулканы второго этапа — Козыревский, Чингейнгейн, Анаун, Будули, Бунанья, Киреунский, Двухъярточный, Черный, Калгауч, Кэбеней, Леутонгей, Тузовский, Титила, Междусопочный, Шишель, Алнгей, Кайленей, Снеговой, Кэвеней, Острый, Снежный. В результате последовательного приращения друг к другу многочисленных щитовых вулканов образовались обширные пологоволнистые вулканические доли или нагорья в Анаунском, Калгаучском и Седанкинском вулканических районах. В Северном вулканическом районе возник мощный вулканический хребет, состоящий из щитовых и конусовидных вулканов. Здесь высоты хребта увеличились за последние $10\text{--}20$ тыс. лет за счет аккумуляции базальтовых лав на $500\text{--}1000\text{ м}$. Таким образом, рельеф центральной вулканической части хребта в его современном виде был создан в большой мере в позднечетвертичное-голоценовое время при сложном взаимодействии активизировавшихся тектонических движений, мощного древнего оледенения и вулканических процессов, из которых последним, несомненно, принадлежит ведущая роль.

Значительные высоты хребта в сочетании с похолоданием климата в середине плейстоцена явились важной предпосылкой развития оледенения горно-долинного типа с элементами полупокровного (первая максимальная стадия верхнеплейстоценового оледенения). Ледниковые комплексы данной стадии выражены в рельефе, хотя первоначальный облик их в основном уже утрачен. Первая стадия верхнеплейстоценового оледенения характеризовалась развитием крупных долинных ледников, которые удалялись от линии водораздела на 65—70 км и частично выходили в пределы Западно-Камчатской низменности, образуя на ряде участков небольшие покровы. Обширные плоскостные моренные равнины данной стадии обнаружены на низких выложенных водоразделах и междуречьях рек Калгауч, Рассошина, Седанка, Первая Рассошина, Халгинчевая, Мутная, Кутина, в районе вулкана Шлен и в ряде других мест. Сохранились также мощные конечно-моренные дуги в долинах рек на абсолютных отметках 100—200 м, в настоящее время значительно разрушенные и сниженные. У края конечно-моренных гряд прослеживаются высокие (в ряде мест 22—25-метровые) флювиогляциальные террасы.

В конце верхнеплейстоценовой эпохи отмечается несколько менее мощная вторая стадия верхнеплейстоценового оледенения, когда долинны ледники обладали несколько меньшей энергией и удалялись от центров накопления льда в среднем на 35—40 км, оставив холмистокотловинные моренные равнины в долинах рек, мощные дуги конечных морен, которые почти полностью сохраняют свой первоначальный облик. В горной части дно долин выполнено ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями мощностью от 20—30 до 50—60 м. У края конечно-моренных дуг возникли плоские водно-ледниковые равнины (флювиогляциальные террасы) высотой 8—10 и 12 м, прослеживающиеся вниз по долине на 10—15 км.

Две стадии интенсивного развития ледников оказали существенное воздействие на рельеф, сформировав густую сеть крупных каров, цирков, трогов, в результате чего даже средний по высотам рельеф приобрел черты высокогорного облика. Однако воздействие ледников на рельеф проявилось крайне неравномерно, от места к месту, и в целом по всей зоне было скорее сглаживающим, моделирующим, нежели преобразующим. Наиболее активную эрозионную работу производили крупные долинны ледники, которые сгладили и несколько углубили долины, превратив их в типичны трог. На ровных участках вулканических плато и плоских водоразделах ледниковы покровы в большинстве случаев скорее «консервировали» рельеф, чем разрушали его.

Следует подчеркнуть, что вулканическая деятельность не прекращается и в период максимального развития оледенения второй стадии, хотя интенсивность ее уменьшается. Об этом свидетельствует большое количество свежего шлакового материала в ледниковых комплексах стадии, а также прямые соотношения вулканических сооружений с ледниковыми формами рельефа.

Современная (голоценовая) эпоха характеризуется быстрым отступанием ледников, обновлением старых и формированием многочисленных новых разрывных нарушений северо-восточного и северо-северо-восточного направления, с которыми связана заключительная стадия базальтового вулканизма. Интенсивность вулканизма на данном этапе возрастает и достигает максимальных величин, хотя интенсивность тектонических движений резко уменьшилась по сравнению с более ранним периодом. Общий объем изверженного материала в голоцене превышает 1000 км³, что составляет примерно 20% всего изверженного материала за четвертичный период. В голоцене формируется более половины общего количества щитовых вулканов, в том числе все наиболее крупные, большая часть из 1000 мелких моногенных вулканов арсаль-

ного типа. Резкое увеличение интенсивности вулканических процессов в конце четвертичного цикла излияний, широкое проявление ареального вулканизма, вероятно, следует связывать с общим увеличением жесткости, консолидированности верхних этажей земной коры, обусловившей появление многочисленных глубоких расколов и выведение на поверхность больших масс недифференцированных базальтовых лав.

В послеледниковый период в ряде районов, особенно в северной части зоны, после полного стаивания ледников второй стадии оледенения вновь развивается незначительное по масштабам голоценовое оледенение карового типа, оставившее небольшие морены вблизи крупных каров.

Итак, в истории развития рельефа и морфоструктуры рассматриваемой территории достаточно четко выделяются два главных этапа. Первый из них охватывает отрезок времени с конца позднего плиоцена и примерно до середины среднелейстоценового времени. Для этого этапа характерны относительно небольшая интенсивность тектонических движений, отсутствие ясных следов оледенения, большая длительность вулканической деятельности и ее сосредоточение в пределах крупных щитообразных вулканов. К концу этапа наблюдается резкое уменьшение активности вулканических процессов. Второй этап включает интервал времени от конца среднего плейстоцена до голоцена включительно. В этот период наблюдается значительное усиление тектонических движений, четко оформляется и продолжает развиваться крупная региональная структура опускания (грабен), начинается новый базальтовый этап вулканизма — происходит массовое формирование щитовых вулканов, близких к исландскому типу, и, наконец, резко возрастает роль оледенения как рельефообразующего фактора.

Подводя итоги, необходимо подчеркнуть следующее. Большое количество изверженного, преимущественно эффузивного материала, а также прочность и устойчивость четвертичных вулканитов по отношению к денудационному срезу привели к тому, что огромный морфоструктурный эффект вулканической аккумуляции все еще слабо компенсирован экзогенными факторами. Хотя соотношение тектоники и вулканизма в образовании морфоструктуры рассматриваемой вулканической зоны остается в некоторой мере неясным, полученные данные позволяют утверждать, что роль тектоники в морфогенезе ранее заметно преувеличили и соответственно недооценивали роль вулканизма. Вулканическая зона Срединного хребта характеризуется значительным разнообразием морфогенетических типов рельефа. Типичные особенности ее рельефа — большая пестрота и сложность, ярусность и разновозрастность рельефа. Из всего многообразия факторов, принимавших участие в формировании рельефа, выделяются по своему значению тектоника и вулканизм.

Новейшие тектонические движения характеризуются здесь следующими особенностями: направленностью (длительно сохраняющейся тенденцией к поднятию), стадийностью и общим сводово-блоковым характером. Эти тектонические движения характеризуют восходящую стадию развития рельефа. Для вулканической деятельности в четвертичное время также характерна направленность, стадийность (цикличность), возрастание интенсивности вулканизма с течением времени и перекомпенсированный характер накопления вулканитов, разнообразие типов вулканической деятельности при общем четко выраженном господстве эффузий основного состава.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ РАВНИНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Центрально-Камчатская депрессия является одним из главных морфоструктурных элементов полуострова. Общая ее длина достигает 450 км, а максимальная ширина 80—90 км. Она протягивается от среднего течения р. Плотниковой до вулкана Шивелуч, разделяя горст-антиклинории Срединного и Восточного хребтов Камчатки. Южная часть депрессии дренируется р. Быстрой, северная — р. Камчаткой. Мы не относим к депрессии равнинный участок, находящийся севернее вулкана Шивелуч, так как он, превратившись в область медленного устойчивого поднятия, в настоящее время представляет собой цокольную равнину на третичных отложениях, которая по особенностям четвертичной истории и геоморфологическому строению стоит ближе к Западно-Камчатской низменности, чем к Центрально-Камчатской депрессии.

Вулканический район северной части Центрально-Камчатской депрессии (Ключевская группа вулканов и район вулкана Шивелуч) был рассмотрен в предыдущей главе. Ниже описывается строение и история развития южной части Центрально-Камчатской депрессии, где проявления четвертичного вулканизма практически отсутствуют, а главным рельефообразующим фактором явились аккумулятивные флювиальные и ледниковые процессы. По геологической природе, соотношению со структурами неогенового времени и истории новейших движений в пределах этой части Центрально-Камчатской депрессии выделяется два участка: 1) южный участок, охватывающий среднее течение р. Плотниковой и верховья рек Быстрой и Камчатки, он представляет собой типичный грабен; 2) Мильковско-Щапинский участок, здесь структура имеет облик грабен-синклинали.

Южный (Быстринский) участок

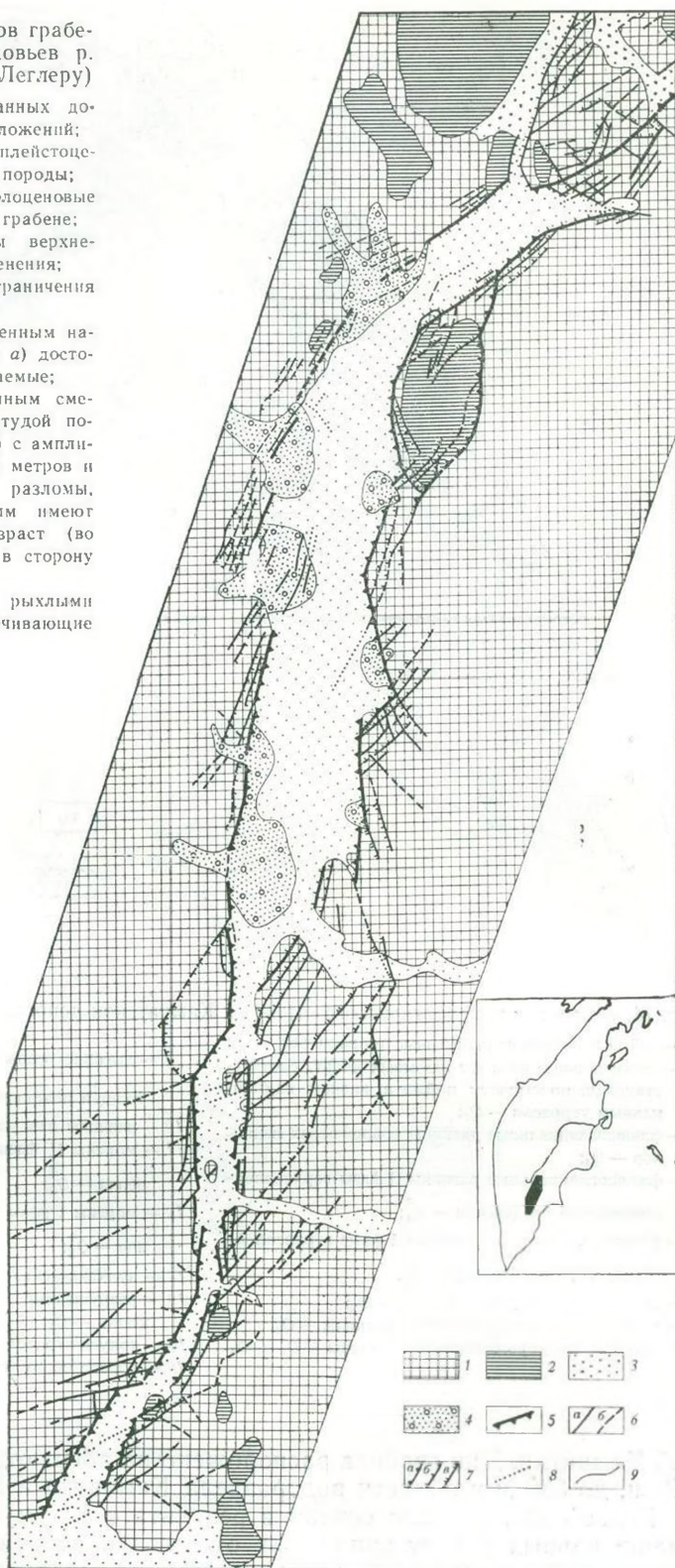
Общая длина этого участка Центрально-Камчатской депрессии 225 км. Ширина структуры 5—20 км. Структура имеет общее меридиональное простираие. Лишь самая южная ее часть, вдоль среднего течения р. Плотниковой, резко поворачивает на северо-восток на 45°. Продольные ограничения структуры фиксируются крупноамплитудными сбросами, отделяющими грабен от прилегающих горных систем Срединного, Ганальского и Южно-Быстринского хребтов. Сбросы имеют падение 60° в сторону от депрессии. Наиболее молодые движения по ним отмечаются в верхнеплейстоцен-голоценовое время.

Для структуры грабена характерна система пересекающих его разломов северо-восточного (45°) простираия. К северу от каждого из таких секущих разломов отмечается смещение меридиональных звеньев грабена на восток и расширение его (рис. 73).

Грабен приурочен к четкой меридиональной зоне высоких градиентов поля силы тяжести, разделяющей область низких значений поля (южная часть Срединного хребта) и интенсивных положительных аномалий в редукции Буге (Ганальский хребет). В южной своей части он имеет ясно выраженную наложенную природу: в хребтах, ограничивающих оба борта структуры, выходят однотипные толщи кремнисто-вулканогенных осадков верхнего мела. Высшие абсолютные отметки выходов этих пород с обоих бортов однотипны — 1000—1400 м. Это позволяет уверенно говорить о том, что формирование грабена происходило на фоне интенсивного поднятия смежных структур. В северной своей части грабен наложен на редуцированную южную часть Центрально-Камчатской вулканической зоны — узкую полосу развития неогеновых вулканогенных толщ, наложенных на жесткую глыбу Z-структуры Централь-

Рис. 73. Схема разломов грабена
на р. Быстрой — верховьев р.
Камчатки (по В. А. Леглеру)

- 1 — комплекс дислоцированных до-
верхнеплиоценовых отложений;
- 2 — верхнеплиоцен-нижнеплейстоце-
новые вулканические породы;
- 3 — верхнеплейстоцен - голоценовые
рыхлые отложения в грабене;
- 4 — морены второй фазы верхне-
плейстоценового оледенения;
- 5 — основные разломы ограничения
грабена;
- 6 — разломы с неустановленным на-
правлением смещения: а) досто-
верные, б) предполагаемые;
- 7 — разломы с установленным смещением: а) с амплитудой по-
рядка сотен метров, б) с ампли-
тудой порядка первых метров и
десятков метров, в) разломы,
смещения по которым имеют
наиболее молодой возраст (во
всех случаях штрихи в сторону
опущенного крыла);
- 8 — разломы, перекрытые рыхлыми
отложениями и просвечивающие
сквозь них;
- 9 — геологические границы





- 1 — пойма и низкие надпойменные террасы рек — Q_4 ;
- 2 — аллювиальные равнины наземных дельт, соответствующие по возрасту пойме и низким надпойменным террасам — Q_4 ;
- 3 — флювиогляциальные равнины современных ледников — Q_4 ;
- 4 — флювиогляциальные равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_3^4 ;
- 5 — флювиогляциальные равнины I фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_3^2 ;
- 6 — пролювиальные равнины — Q_3 — Q_4 ;
- 7 — вулканогенно-пролювиальные равнины — Q_4 ;
- 8 — делювиально-пролювиальные равнины — Q_3 — Q_4 ;
- 9 — высокие террасы р. Камчатки (Q_3^1), погребенные толщей покровных «супесей» — Q_3^2 — Q_3^3 ;
- 10 — равнины лавовых потоков — Q_4 ;
- 11 — морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_4^4 ;
- 12 — морены I фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_4^3 ;
- 13 — вулканические плато — Q_1 — Q_2 ;
- 14 — разрушенный вулканический массив г. Николки — Q_1 ;
- 15 — конуса стратовулканов — Q_3 — Q_4 ;
- 16 — горное обрамление

Рельеф дна грабена создан в результате аккумуляции ледниковых, аллювиальных и пролювиальных отложений второй половины четвертичного периода (рис. 74, 75). Наибольшим развитием здесь пользуются флювиогляциальные равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения, начинающиеся от конечно-моренных комплексов. Лишь на от-

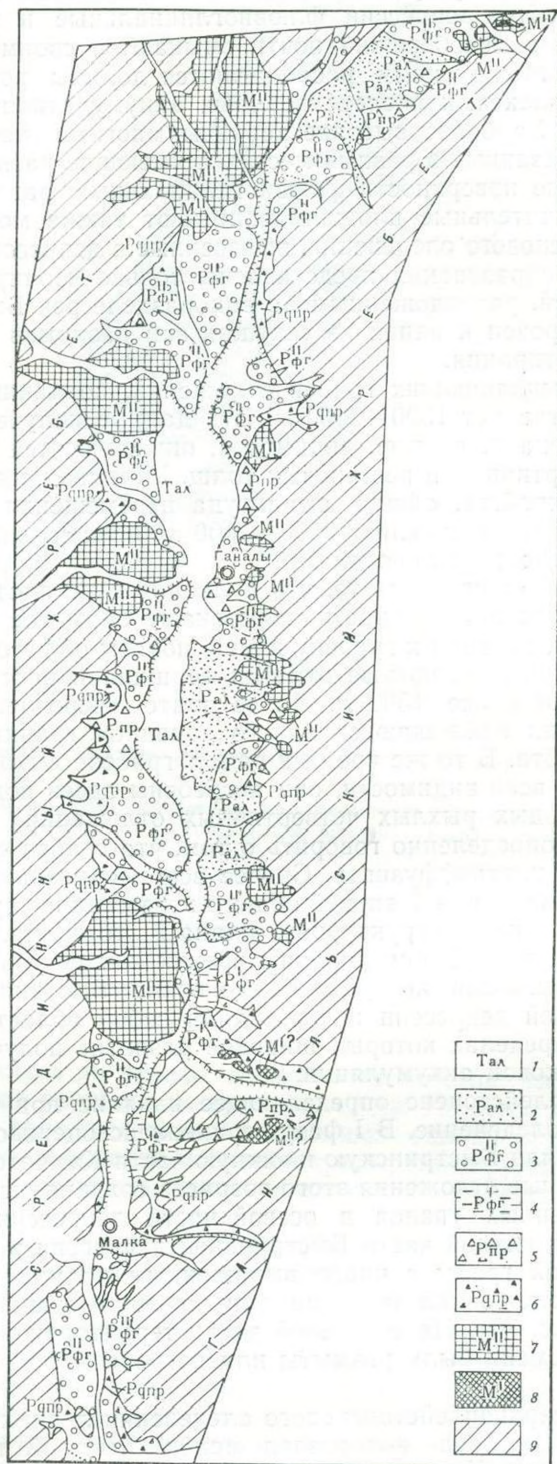


Рис. 75. Схема геоморфологического строения Быстринской депрессии

Условные обозначения см. рис. 74

дельных участках они уступают место послеледниковым аллювиальным равнинам. В центре депрессии флювиогляциальные и аллювиальные равнины право- и левобережий почти смыкаются своими периферическими частями. Между ними располагаются долины рек Камчатки и Быстрой с комплексами послеледниковых аккумулятивных террас высотой до 10 м. За более высокие террасы многими исследователями принимались срезанные в разных местах и имеющие разную высоту обрывов наклонные поверхности флювиогляциальных равнин. В долине р. Быстрой значительные площади занимают также морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения, вынесенные в депрессию ледниками. Вулканические образования представлены только изолированным массивом г. Оленьей, расположенным на водоразделе рек Быстрая и Камчатка. Он приурочен к одной из секущих зон разломов северо-восточного (45°) простиранья.

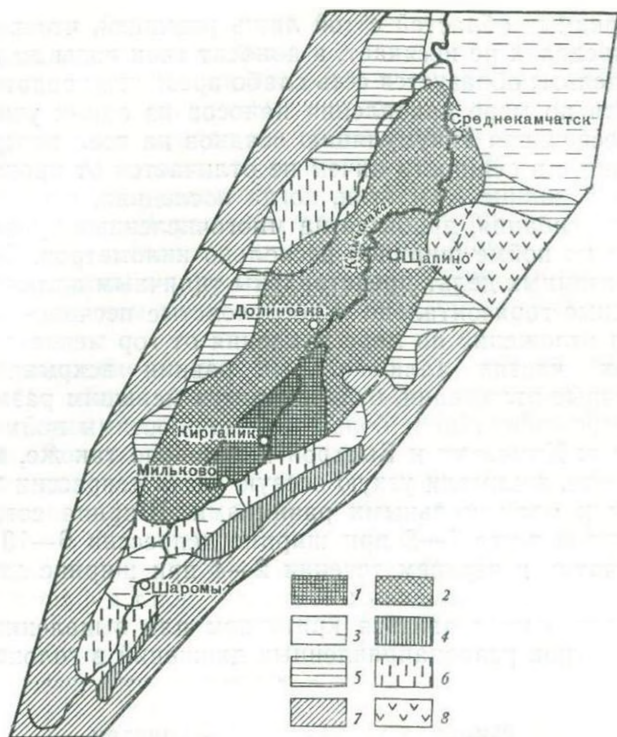
Мощность выполняющих грабен отложений, по данным геофизических работ, составляет 1500—2000 м. Эти данные получены для северной части грабена и, по всей видимости, они относятся к суммарной мощности четвертичных и неогеновых толщ. Учитывая современную высоту смежных хребтов, общая амплитуда перемещения по разломам обрамления грабена составляет 2500—3000 м, причем около 1000—1500 из них не скомпенсировано осадками.

Важным фактом является то, что вулканические плато верхнеплиоцен-нижнечетвертичного возраста пересекают смежный с востока Ганальский хребет, подходя к грабену в виде полосы общего северо-западного простиранья. Абсолютные отметки вершинной поверхности плато здесь составляют более 1500 м. Далее плато «перехлестывают» грабен — реликты их наблюдаются на его западной границе со стороны Срединного хребта. В то же время в самом грабене выходы этих пород отсутствуют, по всей видимости, они погребены здесь под мощной толщей более молодых рыхлых четвертичных отложений. Учитывая эти данные, можно определенно говорить о том, что грабен сформировался после излияний платоэффузивов. Скорее всего, образование его совпадает со среднечетвертичной эпохой общего воздымания территории Камчатки и перестройки ее структурного плана в это время.

Современный рельеф дна впадины возник как результат ее верхнеплейстоцен-голоценовой истории. В это время Быстринская и южная часть Камчатской депрессии представляли собой области устойчивого прогибания, в пределах которых широкое развитие получили процессы речной и ледниковой аккумуляции.

В верхнем плейстоцене определяющее влияние при формировании рельефа имело оледенение. В I фазу верхнеплейстоценового оледенения ледники выполняли Быстринскую и южную части Камчатской депрессии целиком. Моренные отложения этого возраста сохранились на вершинах невысоких коренных увалов в осевой части депрессии в верховьях р. Камчатки и в южной части Быстринской депрессии в виде останцов конечно-моренной гряды с плохо выраженным холмисто-котловинным рельефом, расположенной за границами конечно-моренных комплексов II фазы (см. рис. 75). На остальной части территории моренные отложения этого времени были размыты или погребены под более молодыми осадками.

Во II фазу верхнеплейстоценового оледенения ледники имели более скромные размеры. Лишь водораздел между Быстрой и Камчаткой и самая южная часть Камчатской депрессии были заполнены ледником, спускавшимся по долине Озерной Камчатки. На остальной части депрессии ледники заходили в ее пределы, образуя расширенные концы, но не сливаясь между собой в ледники предгорий. Судя по верхней границе ледниковой экзарации в троговых долинах, мощность льда составляла 200—300 м, лишь в отдельных случаях увеличиваясь до 500—600 м.



Рси. 76. Схема новейшей тектоники Камчатской депрессии (для позднего плейстоцена-голоцена)

Область Центрального поднятия, испытавшая преимущественно восходящие движения в позднелейстоценовое время и в голоцене: 1 — Генеральское поднятие — наиболее древняя часть Центрального поднятия — Q_3^1 — Q_4 ; 2 — периферические части Центрального поднятия, сформировавшиеся позднее — Q_3^1 — Q_4 . Области, испытавшие преимущественно нисходящие движения в позднелейстоценовое время и дифференцированные движения в голоцене: 3 — участки преимущественного опускания в голоцене, 4 — участки, втянутые в интенсивное поднятие голоценового времени у подножия горных хребтов, 5 — участки, испытывающие медленное голоценовое поднятие, 6 — участки, не испытывавшие в голоцене резкого изменения скорости и направления тектонических движений по сравнению с поздним плейстоценом, 7 — горное обрамление, 8 — вулканический массив г. Николки

Ледники спускались до разных абсолютных отметок, что определялось в первую очередь разными мощностями льда. Наличие местами в троговых долинах двух-трех конечно-моренных валов, располагающихся выше по течению от конечно-моренной гряды, фиксирующей максимальное продвижение ледников, свидетельствует об их прерывистом сокращении.

С таянием ледников было связано формирование флювиогляциальных равнин. Они представляли дельтовидные в плане, пологонаклонные к центру депрессии формы рельефа, которые почти смыкались своими периферическими частями. Между ними располагались узкие долины рек Быстрой и Камчатки, служившие путями стока ледниковых вод. В настоящее время флювиогляциальные верхнелейстоценовые равнины продолжают оставаться характернейшим элементом рельефа депрессии, лишь на отдельных участках уступая место послеледниковым аллювиальным равнинам.

В голоцене на прогибающихся участках депрессии происходило формирование обширных аллювиальных равнин, образуемых притоками Камчатки и Быстрой при выходе их из гор в пределы депрессии. Аллювиальные равнины имеют вид типичных наземных дельт межгорных

депрессий аридных областей с той лишь разницей, что постоянный водоток в их пределах не иссякает, а доносит свои воды до главной реки. В пределах дельты образуется сеть слабо врезанных водотоков, которые перемещаются по мере накопления наносов из одних участков дельты в другие, обеспечивая аккумуляцию осадков на всей поверхности дельты. Этот процесс в сущности ничем не отличается от процесса накопления аллювия в долине Камчатки, когда последняя, пересекая зоны интенсивного прогибания, дробится на многочисленные рукава и протоки, блуждающие по пойме шириной несколько километров. Отложения голоценовых наземных дельт представлены типичным аллювием — это хорошо окатанные горизонтально и косослоистые песчано-галечные осадки. Характер отложений по мере удаления от гор меняется мало. В периферических частях аллювиальных равнин вскрываются те же песчано-галечные отложения, отличающиеся меньшим размером гальки, лучшей сортированностью и большими мощностями пойменной фации.

Долины рек Камчатки и Быстрой в голоцене так же, как и в верхнем плейстоцене, занимали узкую осевую часть депрессии между водноледниковыми и аллювиальными равнинами. Ширина современной долины р. Быстрой всего 1—2 при ширине депрессии 6—10 км, ширина долины Камчатки в верхнем течении 2—4 при ширине депрессии 12—14 км. Соотношение современных наземных дельт и флювиогляциальных равнин II фазы может явиться критерием для выделения в пределах депрессии участков разнонаправленных движений в голоцене (рис. 76).

Милюковско-Щапинский участок

Этот участок является прямым продолжением грабена верховий р. Камчатки. Граница между обоими участками Центрально-Камчатской депрессии проходит к югу от пос. Верхне-Камчатск. В рельефе дна депрессии эта граница не прослеживается. В фундаменте депрессии вдоль нее проходит крупный разлом северо-западного простираения, представляющий собой южное окончание «Диагонального шва» Камчатки. К северо-востоку от этой границы Центрально-Камчатская депрессия резко изменяется, ее ширина достигает 40 км, т. е. становится соизмеримой с шириной смежных хребтов. Простираение изменяется с меридионального на северо-восточное, характерное для всей остальной части депрессии. С востока структуру ограничивают разломы — система крупноамплитудных сбросов, наклоненных под углом 60° в сторону депрессии, проходит вдоль края Валагинского хребта и хр. Тумрок. С запада, со стороны Срединного хребта, в сторону депрессии полого погружаются вулканогенные толщи неогена. Никаких оснований для проведения здесь разлома нет. По всем этим признакам можно говорить о том, что структура на этом участке представляет собой грабен-синклиналь.

Дно депрессии находится на отметках 90—200 м. Здесь выходят разнообразные комплексы рыхлых четвертичных отложений. По периферии депрессии располагаются флювиогляциальные равнины II фазы, современные аллювиальные, пролювиальные и делювиальные равнины. На этих участках все более древние формы рельефа и слагающие их осадки размыты или погребены более молодыми отложениями. В центральной части депрессии, испытавшей поднятие, сохранились более древние формы рельефа. Это уцелевшие от размыва участки флювиогляциальных равнин I фазы верхнеплейстоценового оледенения. Еще более древние уровни межледниковых террас р. Камчатки и привязанных к ним аллювиальных равнин притоков того же возраста имеют вид высоких и сильно расчлененных террасовидных поверхностей, перекрытых мощной толщей покровных отложений. Эти погребенные террасы р. Камчатки, а также наиболее полный разрез самых древних (нижне-среднеплей-

стоценовых) отложений, слагающих их цоколь, отмечаются на отрезке от пос. Мильково до пос. Долиновки в пределах самого приподнятого участка. Последний был назван нами Генеральским поднятием. Долина р. Камчатки на рассматриваемом участке имеет не только комплекс низких аккумулятивных террас, но также хорошо выраженные в рельефе более высокие цокольные террасы позднеплейстоценового возраста высотой до 20—25 м. Ледниковые формы рельефа располагаются по периферии депрессии. Морены II фазы находятся в пределах горных хребтов или непосредственно у их подножий. Морены I фазы сохранились от размыва лишь в исключительных случаях. Более древние ледниковые отложения, чем верхнечетвертичные, обнаружены только в разрезах.

Глубинное строение депрессии на этом участке остается почти не выясненным. На общем фоне отрицательных аномалий силы тяжести, в целом характерных для депрессии, отмечаются локальные максимумы восточнее пос. Долиновки, северо-восточнее пос. Кирганик и западнее пос. Мильково, природа которых остается неясной. Они могут быть связаны как с антиклинальными поднятиями, так и с массивами изверженных пород. По данным профилей ВЭЗ, проведенных в районе Мильково, мощность чехла рыхлых четвертичных отложений в этом районе составляет 600 м.

Мильковско-Щапинский участок, по всей видимости, наследует положение неогенового прогиба, протягивающегося сюда из верховий р. Еловки. Прогиб этот выполнен осадочными толщами. В начале четвертичного времени отмечается новый этап прогибания, который и приводит к образованию структуры в ее современном виде. Указанием на возраст движений может быть крупный верхнеплиоцен-нижнечетвертичный вулкан, расположенный, по данным А. Г. Цикунова, в западной части Валагинского хребта: значительная часть его оборвана разломом обрамления Центрально-Камчатской депрессии и в настоящее время скрыта под мощной толщей четвертичных осадков. В северной своей части Мильковско-Щапинский участок грабен-синклинали наложен на плиоценовую поперечную вулканическую зону, протягивающуюся в общем северо-западном направлении от хр. Тумрок к Срединному хребту. Вулканические образования этой зоны представлены в депрессии разрушенным вулканом г. Николка и обширными вулканическими плато Асхачного увала.

В пределах рассматриваемого участка наиболее полно вскрыт разрез выполняющих депрессию четвертичных отложений, что позволяет с достаточной уверенностью реконструировать ее историю. Основные этапы формирования рельефа дна депрессии представляются в следующем виде.

Ранний - средний плейстоцен. С развитием на севере и на юге участка раннеплейстоценовых лавовых толщ, продукты которых перекрыли депрессию, связано, по-видимому, образование обширного озерного водоема, осадки которого фиксируют начало видимого разреза осадочных отложений депрессии (рис. 77). Озерные отложения представлены так называемой толщей «синих глин», обнажающихся в основании разрезов отложений средней части Камчатской депрессии. Толща представлена дробным переслаиванием сизо-серых четко горизонтально-слоистых супесей, суглинков, тонко- и мелкозернистых песков, иногда с линзами торфа. Местами отмечаются маломощные подчиненные прослои разнозернистых песков с мелкой галькой. Собственно терригенную часть озерных отложений составляет пелитоморфное глинистое вещество (Ренгартен, Куприна, 1968), однако отмечается постоянное присутствие пирокластического материала и остатков диатомей, которые слагают некоторые фракции почти целиком. Фациальной разнovidностью «синих глин» являются диатомиты, вскрывающиеся в

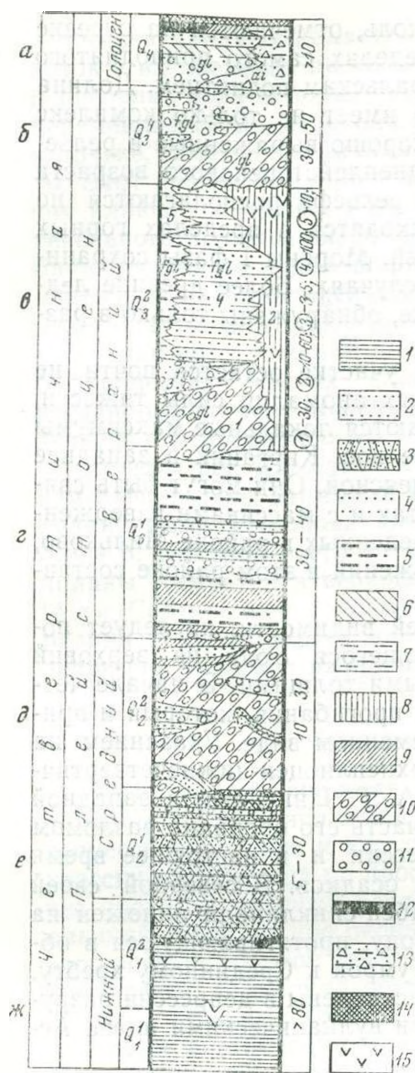


Рис. 77. Сводный разрез осадочных четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии

1 — «синие глины», 2 — пески, 3 — пески «косослоистые», 4 — пески горизонтальнослоистые, 5 — пески пылеватые, 6 — супеси, 7 — супеси тонкослоистые, 8 — супеси покровные, 9 — суглинки, 10 — суглинки с галькой и валунами-морена, 11 — галечники, 12 — торф, 13 — пески и супеси со щебнем, 14 — почвенно-пирокластический чехол, 15 — прослои вулканических пеллов.

а — отложения поймы и низких террас р. Камчатки и привязанные к ним аллювиальные равнины современных наземных дельт притоков — галечники, пески, супеси, суглинки, торф; делювиальные и пролювиальные отложения; б — морены II фазы позднелайстоценового оледенения — галечно-щебнистые супеси, суглинки, флювиогляциальные галечники наземных дельт, пески и галечники 13—15-метровой террасы р. Камчатки; в — морены I фазы позднелайстоценового оледенения — галечно-щебнистые супеси и суглинки, флювиогляциальные горизонтально-слоистые мелкозернистые пески и супеси наземных дельт I фазы, галечники и пески 20-метровой террасы р. Камчатки, покровные «супеси»; г — межледниковые аллювиальные отложения высоких (70, 40 м) погребенных террас р. Камчатки — галечники, пески, супеси, суглинки, торф, прослои вулканических пеплов; д — морена ерденейстоценового оледенения — валуногалечная супесь с линзами флювиогляциальных и ледниковозерных отложений-песков, галечников, супесей, суглинков; е — толща «косослоистых песков» — аллювиальные косослоистые пески с линзами и пачками галечников и торфов; в песках постоянная примесь перестроенного пирокластического материала; ж — толща «синих глин» — тонкопереслаивающиеся синие и сизовато-серые глины, суглинки, супеси, пески с редкими маломощными линзами галечников и торфов, диатомиты. В отложениях маломощные прослои вулканических пеплов.

основании некоторых яров. Суглинки, глины и диатомиты представляют собой наиболее глубоководные фации озерных отложений, пески — прибрежные фации или отложения отдельных подводных русел. Постоянное присутствие в толще маломощных прослоев кислых алевропелитовых пеллов указывает на продолжающуюся вулканическую деятельность в сопредельных с депрессией территориях. Широкое площадное распространение озерных отложений («синие глины» прослежены в депрессии на расстоянии более 150 км по долине р. Камчатки) позволяет говорить о значительных размерах озерного водоема. Возможно, что протяженность озера была еще большей, однако до нахождения надежных аналогов «синих глин» севернее широтного отрезка долины р. Камчатки можно только в предположительной форме распространять его на бассейны рек Еловки и Озерной и отмечать связь водоема с морем (Куприна, 1970). Скорее водоем стоит рассматривать как подпрудное озеро, возникшее в связи с проявлениями вулканизма в южной и северной частях депрессии во время, непосредственно предшествующее накоплению «синих глин».

О ширине озерного бассейна судить значительно труднее. Однако выходы «синих глин» на достаточном удалении от оси депрессии по

долинам рек Кирганика и Козыревки позволяют считать, что озеро занимало и по ширине почти всю депрессию. Мощность «синих глин» достоверно не установлена. Однако исходя из их горизонтального залегания, О. А. Брайцева (Брайцева и др., 1968) и Н. П. Куприна (1970) на основании изменения абсолютных отметок кровли толщи сверху вниз по течению р. Камчатки оценили мощность озерных отложений в 70—80 м. Принимая эти значения мощностей, можно говорить о длительности существования озера при общем прогибании депрессии во время накопления его отложений.

Исследование диатомовой флоры толщи «синих глин» показало, что озеро имело в общем значительные глубины и умеренно холодный режим. Однако глубина и размеры бассейна несколько менялись, о чем свидетельствует чередование комплексов с преобладанием то планктонных, то бентических диатомовых.

За время накопления озерных отложений характер растительности окружающих озеро районов и климатические условия претерпевали существенные изменения. Во время накопления нижних горизонтов «синих глин» широко развивались темнохвойные леса из ели с примесью пихты и лиственницы, белой березы и широколиственных пород, климатические условия были теплее и мягче современных. Во время накопления верхних горизонтов «синих глин» климат изменился в сторону существенного похолодания. Исчезновение еловых лесов, которые в настоящее время играют важную роль в растительном покрове депрессии, широкое развитие лиственничников и открытых пространств позволяют считать, что климатические условия не только резко ухудшились по сравнению с предшествовавшим временем, но и были более суровыми, чем современные. Изменение характера диатомовых водорослей — обеднение видового состава и уменьшение оценок обилия ряда видов, резкое снижение численности умеренно теплолюбивых грубопанцирных форм, увеличение холодолюбивого элемента — все это указывает, по мнению Е. Г. Лупкиной (Брайцева и др., 1968), на существенное похолодание во время накопления верхних горизонтов озерных отложений. Слабый диагенез терригенного глинистого вещества и низкая степень разложения растительных остатков в линзах торфов, по мнению Н. В. Ренгартен, изучавшей образцы из верхней части толщи «синих глин», также указывает на осадконакопление в холодных условиях. Обращает внимание полное отсутствие ледниковых фаций этого времени в Центрально-Камчатской депрессии, несмотря на фиксируемое осадками похолодание. Если рассматривать «синие глины» как коррелятные отложения, накапливавшиеся за счет сноса с окаймляющих депрессию горных сооружений, то можно считать, что эти горные сооружения были невысоки и слабо расчленены. Отсутствие крупных горных сооружений, выдававшихся за пределы снеговой границы, и явилось, видимо, препятствием для развития раннеплейстоценового оледенения даже в условиях значительного похолодания.

Возраст «синих глин» определен на основании данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов как раннечетвертичный (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970). Нижние горизонты отнесены к доледниковой эпохе, а верхние — ко второй половине раннего плейстоцена, характеризующегося в ряде сопредельных районов развитием раннеплейстоценового оледенения. Исследованиями О. М. Алыповой, М. А. Певзнера и Ф. С. Файнберга было установлено, что «синие глины» прямо намагничены. Это позволяет считать их более молодыми, чем толща «платозэффузивов» Камчатки, в которой фиксируются горизонты обратного намагничения лав. При таком заключении, однако, вряд ли следует быть слишком категоричными (Беспалый, и др., 1970), ибо верхние горизонты лав плато обычно также имеют прямую намагниченность. Тем не менее, предполагаемый подпрудный характер озера склоняет к за-

ключению о большей молодости «синих глин» по сравнению с вулкано-генными отложениями «платозффузивов».

В конце раннего плейстоцена происходит спуск озерного водоема и размыв части озерных осадков. Кратковременное поднятие вновь сменяется прогибанием и накоплением мощной толщи аллювиальных отложений «косослоистых песков». Толща состоит из переслаивающихся пачек среднезернистых и мелкозернистых рыхлых хорошо промытых песков с четкой косой, иногда диагональной, слоистостью. Наиболее однородна нижняя часть толщи; вверх по разрезу крупность материала возрастает: увеличивается количество песчано-галечных прослоев и пачек, иногда они начинают преобладать. Пески состоят в основном из продуктов размыва свежих андезитобазальтовых лав. Плохая сортировка и слабая окатанность материала указывают на близость источников сноса пород и большую скорость накопления осадков. В песках отмечается постоянное присутствие пирокластического материала, однако в отличие от озерных отложений в аллювиальной толще он не образует отдельных прослоев, а содержится в виде большей или меньшей, но существенной примеси, входя в общий баланс терригенного материала. Наличие в толще «косослоистых песков» обломков метаморфических пород из южной части Срединного и Ганальского хребтов и связанной с этими породами сине-зеленой роговой обманки позволило А. Р. Гептнеру (Брайцева и др., 1968) предполагать, что снос материала происходит не только с близлежащих участков, но имел место и перенос вдоль оси депрессии с юга на север. Аллювиальные осадки отлагались как самой Пра-Камчаткой, так и ее притоками. В разрезах явно преобладают русловые фации аллювия. Расположенные на разной высоте над урезом линзы супесей, суглинков и торфов, относящиеся к пойменной и старичной фациям, занимают подчиненное положение и не нарушают общего однообразия толщи. Преобладание русловых фаций наряду с повышенной мощностью (до 30—40 м) отложений позволяет рассматривать «косослоистые пески» как констративный аллювий.

В период накопления толщи песков климатические условия снова претерпели существенные изменения. Для нижней части толщи спорово-пыльцевые спектры и диатомовые водоросли указывают на существование холодных климатических условий и растительности, аналогичной времени накопления верхней части толщи «синих глин». Верхняя часть песков накапливалась в условиях нового потепления климата (Брайцева и др., 1968).

Возраст толщи «косослоистых песков» определяется как среднеплейстоценовый на основании находки в них Л. И. Лапиным черепа лося *Alces latifrons postremus* Flerov et Wangenh. Используя климатостратиграфический критерий, можно относить самую нижнюю часть толщи еще к концу раннеплейстоценового похолодания, а верхнюю часть — к первой половине среднего плейстоцена (среднеплейстоценовое межледниковье). Таким образом, граница раннего и среднего плейстоцена, проводимая по изменению климатических условий, лежит внутри единой толщи песков, накапливавшейся на фоне устойчивого прогибания депрессии.

Существенное поглубение отложений в верхней части толщи «косослоистых песков», выражающееся в появлении крупных пачек галечников, можно рассматривать как свидетельство начавшегося воздымания окружающих депрессию горных сооружений. С этим этапом активизации восходящих тектонических движений и совпало первое оледенение полуострова, зафиксированное в депрессии ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, залегающими на толще «косослоистых песков». Ледниковые отложения представлены несортированными и неслоистыми валунно-галечными супесями. Заключенные в них линзы и прослои тонкозернистых песков с горизонтами вулканических пеплов сильно дефор-

мированы гляциодислокациями. Обломочный материал составляет от 5 до 25% от общего объема и представлен средне- и плохоокатанными валунами эффузивов, диоритов, плагиогранитов, кремнистых и глинистых сланцев, метаморфических сланцев и метаморфических песчаников. Такой состав обломочного материала свидетельствует о том, что источником сноса были приводораздельные части Срединного и Восточного хребтов, которые в это время представляли собой достаточно высокие горные сооружения, выдававшиеся за пределы снеговой линии. О характере и размерах оледенения судить трудно, так как созданные им формы рельефа не сохранились, а отложения обнаружены только в разрезах. Однако присутствие морены в центральной части депрессии, куда более молодые верхнеплейстоценовые ледники не заходили, и большая мощность отложений (30—40 м) позволяют предполагать, что оледенение имело значительные размеры. В это время депрессия заполнялась предгорными ледниками, которые, слившись, образовывали ледник типа Маляспина. Климатические условия были весьма суровыми, на что указывает широкое развитие тундрово-болотных ассоциаций (Брайцева и др., 1968). Оледенение датируется средним плейстоценом, поскольку ледниковые отложения залегают на межледниковых среднеплейстоценовых осадках и отделяются от более молодых, верхнеплейстоценовых, ледниковых образований четко выраженной межледниковой эпохой.

Верхний плейстоцен. Восходящие тектонические движения окружающих депрессию горных сооружений, начавшиеся во второй половине среднего плейстоцена, с особой силой проявились в верхнем плейстоцене — голоцене. В начале верхнего плейстоцена произошли существенные изменения в тектоническом режиме самой депрессии. Если в раннем и среднем плейстоцене депрессия была в целом областью прогибания, в которой накапливались озерные и аллювиальные отложения повышенной мощности, то в позднем плейстоцене происходит дифференциация движений в ее пределах.

На рассматриваемом участке Камчатской депрессии начинает расти местное поднятие (Брайцева, 1967). Наиболее древним ядром его является Генеральская часть, воздымание которой падает на начало верхнего плейстоцена. В это время р. Камчатка вырабатывает серию цокольных террас на фоне растущей возвышенности. Эти террасы устанавливаются по горизонтам аллювиальных отложений, залегающих на разных уровнях над урезом р. Камчатки. Выделяется три террасовых уровня: верхний из них — в яре Половинка — хорошо отличается по высоте поверхности и цоколя (соответственно 70 и 55 м), два нижние близки по высотам поверхности (39—40 м), но хорошо отличаются по высотам цоколей — 33 м в яре Большом и 22—24 м в яре Генералка. Сложность заключается в том, что террасовые уровни в настоящее время в рельефе не выражены, так как они оказались погребенными мощной толщей более молодых покровных отложений, сформированных во второй половине плейстоцена. Фиксировать эти уровни удается только в разрезах единой высокой террасовидной поверхности, подмываемой р. Камчаткой в среднем течении.

Отложения погребенных террас включают русловую фацию, во всех случаях представленную галечниками, и пойменную фацию, сложенную сизыми суглинками, супесями, мелко- и тонкозернистыми песками с прослоями торфов. Обращает внимание присутствие в отложениях пойменной фации мощных (0,5—0,7 м) прослоев кислых вулканических пеплов, которые, по-видимому, связаны с началом новейшего мощного этапа кислого вулканизма Восточной зоны Камчатки.

Климатические условия времени формирования террас были теплее и мягче современных (Куприна, Скиба, 1964; Брайцева и др., 1968). Отложения этой эпохи датируются началом верхнего плейстоцена (верх-

неплейстоценовое межледниковье). Более молодой возраст исключается, так как образцы торфов из террасы в яре Крутом, отданные на абсолютный возраст, показали запредельные цифры ($> 50\,000$ лет, ГИН-323).

Вторая половина плейстоцена характеризовалась развитием двухфазного верхнеплейстоценового оледенения в условиях существенного похолодания климата и расчлененного рельефа обрамляющих депрессию среднегорных и высокогорных сооружений. При общем горно-долинном характере оледенения ледники I фазы, выходя в пределы депрессии, сливались между собой, образуя обширные покровы ледников подножий. В рассматриваемой части Камчатской депрессии ледники располагались по ее периферии. Моренные отложения этого возраста сохранились лишь на вершинах невысоких коренных увалов (высота 700 м на левом берегу р. Андриановки), где они уцелели от последующего размыва. На остальных участках ледниковые комплексы были размыты при образовании более молодых форм рельефа, которые в настоящее время занимают основные площади именно в тех местах на периферии депрессии, где были развиты ледники I фазы. Лишь в одном месте, на междуречье Козыревки и Большой Кимитиной, сохранились участки моренной гряды этого возраста (рис. 78), которые выступают в рельефе в виде отдельных массивов со слабо выраженным холмисто-котловинным рельефом на фоне более молодой флювиогляциальной равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения.

С таянием ледников I фазы связано образование обширных флювиогляциальных равнин. Во время своего формирования они представляли собой дельтовидные в плане равнины, начинающиеся от концов ледников и наклонные от бортов депрессии к ее осевой части. Остатки таких равнин сохранились в настоящее время в виде приподнятых террасовидных поверхностей на междуречье Караковой и Козыревки (так называемый Каледечский массив), на междуречье Китильгиной и Урца (древняя флювиогляциальная дельта р. Шапиной), на междуречье Кирганика и Андриановки, Андриановки и Большой Кимитиной (см. рис. 74).

Отложения древних водноледниковых равнин имеют двучленное строение: нижняя часть (7—18 м) представлена гравийно-галечно-песчаными осадками, верхняя — монотонными слоистыми песками или супесями максимальной мощностью до 100 м. Обращают особое внимание песчаные отложения Каледечского массива, которые при огромной мощности представлены однородной толщей горизонтально-слоистых мелко- и среднезернистых песков. Эти отложения, напоминающие зандровые пески районов развития древнего оледенения, накапливались, по-видимому, в условиях прогибания северной части депрессии и подпруживания талых ледниковых вод лавами вулканов Ключевской группы, для которой характерна интенсивная вулканическая деятельность во второй половине верхнего плейстоцена. Прекрасную окатанность песков Каледечского массива А. Р. Гептнер связывает с эоловой обработкой материала, что было обусловлено перевеиванием отложений на незадернованной поверхности водно-ледниковой равнины. Реликты эолового рельефа сохранились до настоящего времени на северо-восточном окончании Каледечского массива. Во флювиогляциальных отложениях древней равнины р. Шапиной Н. П. Куприной были обнаружены костные остатки млекопитающих позднепалеогенового комплекса, что дает возможность достаточно уверенно датировать эти отложения верхним плейстоценом.

Во вторую фазу верхнеплейстоценового оледенения ледники имели меньшие размеры, чем в I фазу. В рассматриваемой части Камчатской депрессии они не заходили в ее пределы, а оканчивались либо непосредственно у подножия горных хребтов (восточный склон Срединного хребта), либо в пределах самого хребта (западный склон Валагинско-

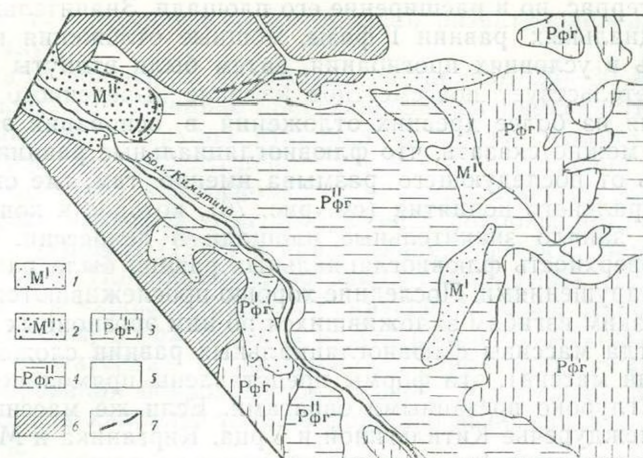


Рис. 78. Схема соотношения ледниковых комплексов двух фаз верхнеплейстоценового оледенения в Камчатской депрессии

1 — морена I фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_3^2 , 2 — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения — Q_3^4 , 3 — флювиогляциальные равнины I фазы; 4 — флювиогляциальные равнины II фазы; 5 — послеледниковые аллювиальные равнины; 6 — горное обрамление; 7 — моренные валы

го хребта). Морены II фазы верхнеплейстоценового оледенения отличаются прекрасной сохранностью, четкими границами и хорошо выраженным холмисто-котловинным рельефом, без труда читающимся на аэрофотоснимках.

С таянием ледников II фазы связано формирование флювиогляциальных равнин, которые в настоящее время являются одним из наиболее распространенных элементов рельефа депрессии. Это дельтовидные в плане равнинные участки с пологонаклонной к центру депрессии поверхностью. На описываемом участке флювиогляциальные равнины II фазы располагаются по периферии депрессии, уступая место в осевой ее части более древним террасовидным равнинам и флювиогляциальным равнинам I фазы. Флювиогляциальные отложения II фазы представлены обычно валунно-галечным материалом, который становится менее грубым и более окатанным и промытым по мере удаления от горных хребтов к центру депрессии.

Ледниковые и водноледниковые отложения двух фаз верхнеплейстоценового оледенения, а также синхронные им пролювиальные и делювиальные осадки занимали в верхнечетвертичное время почти всю территорию депрессии. Долина р. Камчатки располагалась в узкой осевой части впадины и служила путем стока ледниковых вод. На фоне продолжающегося роста Генеральского поднятия р. Камчатка в среднем течении выработала цокольные террасы, которые дополнили серию более высоких уровней, созданных в межледниковье. Во второй половине плейстоцена были сформированы уровни 20—25-метровых (высота цоколя 15—16 м) и 13—16-метровых (высота цоколя 9—10 м) террас р. Камчатки. Эти террасы хорошо выражены в рельефе и лишь местами перекрываются делювиальными супесями. Аллювиальные отложения террас представлены в одних случаях почти целиком русловой фацией, в других — помимо галечников, составляющих основную часть разреза, имеется и пойменная фация. Цоколь террас сложен ниже-среднеплейстоценовыми отложениями «синих глин» и «косослоистых песков». Во второй половине плейстоцена не только происходит рост Генеральского поднятия, о чем свидетельствуют продолжавшие формироваться уровни

цокольных террас, но и расширение его площади. Значительные участки флювиогляциальных равнин I фазы, мощные отложения которых накапливались в условиях прогибания, затем были втянуты в поднятие, о чем свидетельствует повсеместное наличие выведенного на поверхность цоколя из более древних отложений в основании этих равнин. Более того, можно сказать, что флювиогляциальные равнины I фазы и сохранились от последующего размыва именно там, где они вошли в состав Центрального поднятия (см. рис. 76), которое к концу верхнего плейстоцена заняло значительные площади в депрессии. В процессе поднятия поверхность флювиогляциальных равнин была разбита тектоническими нарушениями. Последние хорошо прослеживаются по направлениям и резким изгибам заложившихся по ним эрозионных форм. В тех случаях, когда массивы флювиогляциальных равнин сложены песками (Каледечский массив), эти формы представлены прямолинейными крутостенными глубоко врезанными оврагами. Если же массивы сложены супесями (междуречье Китильгиной и Урца, Кирганика и Малой Кимитиной), то эрозионные формы, заложившиеся по разломам, представляют собой балкообразные понижения, ориентированные в северо-восточном направлении параллельно одна другой и подножию окаймляющих депрессию горных хребтов.

В средней части Камчатской депрессии во второй половине позднего плейстоцена сформировалась мощная толща отложений, названных покровными супесями и парагенетически связанная с проявлениями вулканизма в сопредельных с депрессией территориях.

Покровные «супеси» представляют собой палевые алевроиты или алевропелиты, образующие вертикальные, сильно пылящие в сухом состоянии обрывы. Они буквально пронизаны прослоями кислых вулканических лавовых пород различной размерности — от пелитовой до дресвянистой. В последнем случае материал представлен обломками пемз. Анализ межпелитовых прослоев позволил установить, что и в них пирокластика играет определяющую роль, при ничтожном участии терригенного материала. Сравнение покровных отложений с известными нам современными генетическими типами отложений Камчатки показало их наибольшее сходство с отложениями почвенно-пирокластических чехлов (Мелекесцев и др., 1969). В обоих случаях отложения представлены чередованием пирокластики и разделяющих их алевропелитовых и пелитовых существенно пирокластических горизонтов. Слабая гумусированность таких горизонтов в покровных отложениях связана, по-видимому, с большей интенсивностью вулканической деятельности и быстрым поступлением пирокластики. Как и почвенно-пирокластические чехлы, покровные супеси облекают единым покровом разновозрастные террасовые уровни р. Камчатки, погребая их. Первичные эоловые пирокластические супеси подвергались, по-видимому, местами делювиально-солифлюкционному переотложению, вследствие чего уступы между погребенными террасами сnivelированы и едва различимы. В толще покровных отложений иногда отмечаются линзы слоистых осадков, которые откладывались руслами небольших временных водотоков или накапливались во временных озерах, существовавших в неровностях поверхности. Величина и глубина таких озерков была очень невелика (мощности линз 5—10, длина 20—50 м). Они выполнялись осадками, а затем перекрывались новыми порциями покровных отложений, образовавшимися из выпадавшего вулканического пепла.

В покровных отложениях обнаружены многочисленные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса (Куприна, 1970), что позволяет с уверенностью датировать их верхним плейстоценом. Более того, эту датировку можно уточнить. Так как покровные отложения отсутствуют уже на поверхности флювиогляциальных равнин I фазы, перекрывая поверхности межледниковых террас, то можно считать фор-

мирование их приуроченным ко времени развития ледников I фазы — межстадиалу.

Мощности покровных отложений составляют 25—30 м. Естественно встает вопрос об источнике поставляющегося пирокластического материала. Ключевская группа вулканов не могла служить поставщиком такого количества кислого пепла, так как в ее пределах развиты главным образом продукты основного состава. Широкое распространение четвертичных пемзовых и игнимбритовых покровов было установлено И. В. Мелекесцевым (1967) в прилегающих участках Восточной вулканической зоны. По-видимому, во время грандиозных эксплозий значительная часть пирокластического материала была вынесена в сопредельные районы, в том числе и в Центрально-Камчатскую депрессию. Именно этот материал и послужил на территории последней основой для формирования покровных отложений. Эти отложения можно рассматривать как наиболее тонкую фракцию вынесенной в депрессию пирокластики.

Голоцен. В голоцене на прогибающихся участках депрессии происходило формирование обширных аллювиальных равнин наземных дельт, аналогичных описанным в предыдущем разделе для южного участка Центрально-Камчатской депрессии. Долина р. Камчатки занимает узкую осевую часть депрессии между водно-ледниковыми и аллювиальными равнинами, имея ширину всего 4—6 км при ширине депрессии на этом участке 40—45 км. В пределах своей долины река выработала комплекс надпойменных террас высотой 9—13 м, 8—8,5, 6,5—7 и 5 м. Верхняя терраса в районе Центрального поднятия цокольная (высота цоколя 5,5—6,5 м), остальные террасы аккумулятивные. Отложения террас обычно имеют двучленное строение: нижняя часть сложена галечниками, верхняя представлена тонкими отложениями пойменной фации.

Показателем самых молодых, послеледниковых, движений служит соотношение современных наземных дельт и флювиогляциальных равнин II фазы верхнеледстонового оледенения. В первую очередь обращают внимание участки, втянутые в интенсивное поднятие. Так, у подножия Валагинского хребта наблюдается четкое смещение вершин современных дельт в сторону от гор, что связано с вытягиванием в поднятие участков депрессии, прилегающих к передовому фасу Валагинского хребта. В пределах этого поднимающегося участка реки вообще не образуют современных дельт. Напротив, здесь вырабатываются узкие долины с серией террас, вложенные в поверхность флювиогляциальных равнин II фазы. Террасы разделены невысокими, невыдержанными по простиранию уступами и имеют цоколь из более древних отложений. Сами поверхности флювиогляциальных равнин междуречий разбиты тектоническими нарушениями, представляющими собой как обычно трещины, так и сбросы с амплитудой до 10—15 м и протяженностью 4—5 км. Местами образуются микрограбены и микрогорсты. Все тектонические нарушения прекрасно прослеживаются на аэрофотоснимках. Они вытянуты параллельно сбросовому уступу Валагинского хребта. Об интенсивном поднятии его передового фаса с несомненностью свидетельствуют значительно более резкая, чем на остальных участках, расчлененность рельефа этой части хребта, каньонообразный характер речных долин, прекрасно выраженный обновленный сбросовый уступ, отделяющий хребет от депрессии, вдоль которого широкое распространение получили сейсмотектонические обвалы (Мелекесцев, 1965а, б).

Очень четко выделяются также участки современного прогибания дна депрессии с интенсивно протекающими процессами аккумуляции (см. рис. 75). Здесь широко развиты голоценовые аллювиальные равнины, осадки которых перекрыли, а частично и заместили все более

древние отложения, включая верхнечетвертичные. Флювиогляциальные равнины II фазы сохранились лишь в виде небольших участков между вершинами молодых наземных дельт.

На участках третьего типа притоки Камчатки в голоцене вообще не образовывали наземных дельт. Они формировали сравнительно узкие долины с обычной серией послеледниковых аккумулятивных террас, вложенных во флювиогляциальные равнины. Эти участки депрессии, по-видимому, испытывают в послеледниковое время очень медленные восходящие движения.

Наконец, на некоторых участках депрессии не отмечается существенных различий в образовании современных наземных дельт по сравнению с верхнеплейстоценовыми: те и другие примерно одинаковы по площади. На таких участках в общем не произошло изменений направления или скорости тектонических движений в голоцене. Однако они продолжают испытывать опускание, как и в позднем плейстоцене, что вызывает аккумуляцию осадков.

НИЗКОГОРНЫЕ МАССИВЫ И ЦОКОЛЬНЫЕ РАВНИНЫ ЗАПАДНОЙ И ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Цокольные равнины, сложенные дислоцированными отложениями миоцен-нижнеплиоценового возраста, и поднимающиеся над ними низкогорные массивы, в строении которых принимают участие более древние породы, очень характерны для Западной и в меньшей степени распространены на Восточной Камчатке. На Западной Камчатке к образованиям такого рода относятся обширная Западно-Камчатская равнина и сложно построенная Тигильско-Паланская система поднятий. На Восточной Камчатке участки цокольных равнин имеются преимущественно в северной части полуострова: побережье Карагинского залива, бассейна среднего течения р. Озерной, район п-ова Камчатского мыса, побережье Камчатского залива. К низкогорным массивам относится Хавывенская возвышенность.

На протяжении всего новейшего периода формирование рельефа этих морфоструктур происходило в условиях относительно стабильной тектонической обстановки. Дифференцированные тектонические движения, как правило, не были характерны. Во второй половине четвертичного периода цокольные равнины и приуроченные к ним низкогорные массивы испытывали отчетливое поднятие. В преобразовании рельефа этих морфоструктур среди экзогенных факторов наибольшее участие приняли морская, флювиальная и ледниковая деятельность.

Западно-Камчатская равнина и Тигильско-Паланская система поднятий

Западно-Камчатская равнина является одним из основных элементов мегарельефа п-ова Камчатки. Ее длина превышает 800 км, а ширина достигает в средней части 80—100 км.

В структурном отношении большая часть равнины приурочена к Западно-Камчатскому синклинорию. В его строении принимают участие дислоцированные породы довольно широкого возрастного диапазона — от палеогеновых до плиоценовых, но наибольшим распространением пользуются морские и континентальные отложения кавранской серии. Относительно менее развиты посткавранские слабо дислоцированные осадки энеменской свиты и ее континентальных аналогов. Поверхность равнины, срезающая все эти отложения, имеет сложное строение и заметно отличается на разных участках. На юге широко распространены плоские и слабо наклонные заболоченные участки, прорезанные относительно неглубокими и широкими речными долинами. Для северной и

центральной частей более характерны участки пологоволнистого и пологоувалистого рельефа, а глубина вреза долин достигает многих десятков метров. На значительной площади развиты участки холмистого рельефа. Непосредственно у подножья Срединного хребта моренные комплексы отличаются прекрасной сохранностью и относятся ко II фазе верхнеплейстоценового оледенения. На остальной территории, иногда вплоть до морского побережья, развиты сильнее размытые и преобразованные моренные комплексы I фазы верхнеплейстоценового оледенения, характеризующиеся мягким холмисто-западинным и пологоувалистым рельефом. Равнина имеет общий уклон от подножья Срединного хребта к Охотскому морю, а ее высота уменьшается от 300—350 м до 0. Для равнины характерна также отчетливо выраженная террасированность. Причем уступы наблюдаются не только в непосредственной близости от берега моря, но и в предгорьях Срединного хребта. Высота уступов колеблется от первых метров до 100—120 м.

Над поверхностью равнины в ее северной части поднимаются своеобразные «острова-останцы» низкогорного денудационно-тектонического рельефа — хребты Медвежий, Пансантайн, Кылымс, Паншетеваем, Ирунейский, Тылказе, горы Утхолокского мыса и др. Их абсолютные отметки обычно не превышают 600—700 м, реже 800—900 м, а относительная высота над поверхностью равнины колеблется в пределах 100—600 м. Все они тяготеют к Тигильскому антиклинорию и являются наиболее поднятыми частями составляющих его антиклинальных структур, сложенных мел-палеогеновыми породами. На участке от р. Воямполки до р. Кахтаны Западно-Камчатская равнина резко выклинивается, а массивы низкогорного денудационно-тектонического рельефа смыкаются между собой, образуя широкую полосу, протягивающуюся до Реки-никской губы. Здесь широко распространены выположенные водоразделы, площадь которых увеличивается по мере удаления от берега Охотского моря. Абсолютные высоты водоразделов колеблются от 700 до 850 м. Относительные превышения в пределах отдельных участков выровненного рельефа измеряются десятками метров. Широко распространены слабо наклонные и субгоризонтальные площадки. Наблюдается резкое несогласие между интенсивно дислоцированными породами, слагающими участки низкогорных массивов, и срезающей их выположенной поверхностью водоразделов, что исключает структурное происхождение водораздельных площадок. Однако точный генезис этих форм пока установить трудно. Наиболее вероятно, что они представляют собой либо реликты древнего пенепленизированного рельефа, либо сохранившиеся от размыва участки морских абразионных террас. Сохранению здесь участков выровненного рельефа способствовало то, что они были перекрыты мощной толщей плиоцен-нижнеплейстоценовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

В связи с тем что нижняя часть вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщи отнесена к началу плиоцена и параллелизуется с эрмановской и шапинской свитами, наиболее вероятно возникновение выровненного рельефа в конце верхнего миоцена, когда проявилась одна из наиболее четких эпох выравнивания в пределах Камчатки. Уничтожение вулканогенной «покрышки» и «откапывание» древнего погребенного рельефа началось, по-видимому, только в четвертичное время в результате многократного наступания и отступления ледников. Интенсивное разрушение останцов рассматриваемой толщи продолжается и в настоящее время.

Вопрос о генезисе и истории развития самой Западно-Камчатской равнины не может быть в настоящее время решен однозначно в связи со слабой изученностью ее рельефа и четвертичных отложений.

Представления различных исследователей кардинально расходятся в оценке роли тех или иных факторов в формировании рельефа равни-

ны. Северную часть равнины (бассейн рек Морошечной, Белоголозой, Хайрюзовой, Тигиля) большинство исследователей рассматривают как типичную увалистую или холмисто-грядовую структурно-денудационную равнину на третичных породах, с участками высоких (100—120 м) абразионных морских террас. Т. К. Кременецкая (1970) описала в среднем течении р. Тигиль эрозионно-денудационную равнину на высотах 200—300 м и древнюю поверхность выравнивания на высотах 400—600 м, на 70% погребенную под лавами плато. Амплитуда колебаний высот выровненного рельефа 100—150 м. На поверхности погребенного рельефа имеются флювиальные отложения, которые не могли накопиться при современном рисунке гидросети. Предполагается, что перестройка плана гидросети была вызвана в нижнем плейстоцене тектоническими движениями и мощным вулканизмом.

В формировании рельефа средней и южной части низменности многие авторы ведущую роль отводят флювиальным процессам и морской абразии. Так, К. И. Богданович (1906) и Б. Ф. Дьяков (1936) рассматривали Западно-Камчатскую равнину как типичный пенеплен, сформировавшийся с момента отступления постплиоценового моря. К. П. Богатырев, изучавший эту равнину в 30-х годах, считал ее типичной морской равниной, а Б. И. Наливкин придавал большое значение не только морской абразии, но и деятельности рек, выполнявших аллювиальным материалом дно первичного лагунно-континентального морского бассейна. Г. М. Власов и В. М. Цимбал, проводившие в 1940 г. геологические исследования в бассейнах рек Большой, Утки и Хомутиной, главную роль в образовании равнины отводили речной аккумуляции при участии денудации и морской абразии на отдельных участках. Позднее Г. М. Власов совместно с Ю. Ф. Чемяковым (1950) рассматривал Западно-Камчатскую равнину, с высотами от 6—9 до 150—200 м, как сильно расчлененный ряд террас постплиоценовой трансгрессии. Обобщившие результаты изучения рельефа Камчатки в 50-е годы В. П. Мокроусов и Н. Д. Садовский (1964) указали на широкое развитие в пределах средней части низменности нижнечетвертичных озерных осадков мощностью до 100 м, залегающих на породах неогена и перекрывающихся флювиогляциальными отложениями. Неясно только, что авторы имеют в виду, так как указаний на развитие нижнечетвертичных озерных отложений у других исследователей той же экспедиции, проводивших работы на этой территории, нет. Продолжившие изучение Западно-Камчатской низменности в 60-е годы сотрудники Камчатского геологического управления отмечают наличие в пределах низменности морских отложений. Так, Л. П. Грязнов описал в 1960 г. морские отложения на некоторых водоразделах рек Утки, Хомутиной и Кихчик на высотах 300—350 м в 40 км от берега моря. Они представлены мелко- и среднезернистыми, промытыми и сортированными песками, гравием и галечниками с хорошо окатанной галькой. Эти отложения залегают на породах третичного возраста, а местами на нижнечетвертичных эффузивах и перекрываются водно-ледниковыми толщами. Морские галечно-валунные отложения отмечены также Л. П. Грязновым в 1963 г. в бассейне р. Второй Крутиковой на высоте 500 м в 55 км от берега моря. Однако надежного обоснования их морского генезиса авторы не приводят.

Многие исследователи Западно-Камчатской равнины особо подчеркивали существенную, а часто и определяющую роль четвертичных оледенений в формировании ее рельефа. Еще в 1940 г. Г. М. Власов на основании сопоставления собственных данных с материалами К. П. Богатырева высказывал представление о древнем оледенении, захватившем полностью или частично прибрежную равнину. Особо следует отметить взгляды Г. А. Дягилева, который в 1930 г. рассматривал всю Западно-Камчатскую равнину как типичный моренный ландшафт. Иссле-

дователи 5-го Геологического управления, изучавшие низменность в 50-е годы, главную роль в формировании рельефа ее южной и средней части отводили водно-ледниковой аккумуляции. На присутствие собственно ледниковых отложений — конечно-моренных гряд — в южной части низменности (устье рек Опалы, Большой) указывали в 1955 г. В. П. Мокроусов и О. Н. Толстихин, а позднее Л. И. Лапшин (1963), который отнес их к среднечетвертичному оледенению. Морены вскрываются непосредственно в абразионном уступе Охотского побережья (Беспалый и др., 1968). В средней и северной части низменности собственно ледниковые отложения, перекрывающие поверхность междуречных пространств, были описаны А. Р. Гептнером (Гептнер и др., 1965), который отнес их к среднему плейстоцену, и Н. Н. Кожемякой (1966а, б, в, 1972), который те же отложения рассматривал как верхнеплейстоценовые.

Не существует также единого мнения и о характере и скорости тектонических движений в пределах Западно-Камчатской равнины. В. П. Зенкович (1956) указывает на признаки современного погружения побережья южнее устья р. Моршечной. По данным А. С. Ионина и других (1971), проводивших инструментальные нивелировки и изучение распространения подводных абразионных террас, происходит поднятие побережья севернее мыса Амбон и пос. Хайрюзово. Они указывают также, что восточная часть Западно-Камчатской равнины, вероятно, вовлечена в поднятие вместе с Центральной Камчаткой, а западная испытывает погружение в связи с опусканием Западно-Камчатского прогиба. Причем граница между зонами поднятия и опускания фиксируется региональным меридиональным разломом (Зенкович и др., 1971). Предполагается, что тектоническое погружение берега за последние 12 тыс. лет протекало со средней скоростью около $0,8 \text{ мм/год}$, а суммарное относительное погружение берега с учетом эвстатического поднятия уровня океана равно $1,8 \text{ мм/год}$. Напротив, О. А. Брайцева и другие (1968), анализируя характер флювиальной деятельности, отмечают медленное, но устойчивое поднятие большей части Западно-Камчатской равнины.

Авторы настоящей работы проводили исследования в разных частях равнины (районы Усть-Большерецка, Усть-Хайрюзово и др.). Опираясь на эти данные и на результаты изучения аэрофотоснимков по остальной части территории низменности, мы имеем возможность проанализировать данные предыдущих исследователей и высказать некоторые, далеко не окончательные собственные представления о генезисе рельефа равнины. Можно утверждать, что формирование ее рельефа происходило под большим влиянием ледниковых процессов. Подробно этот вопрос рассмотрен в специальной работе авторов (Брайцева и др., 1968). Главную роль в формировании ледникового рельефа играла I фаза верхнеплейстоценового оледенения. Во II фазу ледники оканчивались близ подножия Срединного хребта и существенного влияния на рельефообразование в пределах низменности не оказывали. Флювиогляциальные равнины этого возраста являются в долинах рек террасами разной высоты. В I фазу оледенение имело намного большие размеры. В южной и северной частях низменности ледники спускались прямо в океан, на среднем участке они оканчивались, не доходя до моря, но тем не менее перекрывали значительные участки Западно-Камчатской равнины. Комплекс ледниковых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений, оставшийся после стайвания ледников, и обусловил пологохолмистый или пологоволнистый рельеф на большей части поверхности равнины. Местами (на юге низменности и на севере в бассейне р. Пустой) хорошо сохранились конечно-моренные гряды.

Верхнеплейстоценовое оледенение оказало влияние на формирование рельефа Западно-Камчатской равнины в заключительный этап четвер-

тичного периода. Представление с широким развитием в пределах равнины ледникового рельефа и отложений не снимает вопроса о генезисе доледниковой поверхности, которую ледники перекрывали. К сожалению, в настоящее время дать однозначный ответ на этот вопрос не представляется возможным. Тем не менее интересно привести некоторые соображения по истории формирования этой поверхности.

В конце верхнего миоцена Западно-Камчатская низменность представляла первичную аккумулятивную равнину, сложенную морскими и лагунными осадками. Можно полагать, что одновременно с накоплением морских (ильинская и этолонская свиты) кавранских отложений происходило выравнивание останцов горного рельефа в северной части равнины. В конце верхнего миоцена здесь сформировался пенепленизированный рельеф.

В начале плиоцена поверхность равнины была деформирована. В образовавшихся в это время структурах типа мульд произошло накопление континентальных (эрмановская свита) и местами морских (энемтенская свита) отложений. На севере низменности вулканогенные породы и продукты их переработки частично погребли участки верхнемиоценовой выровненной поверхности, что послужило благоприятной предпосылкой для их сохранения до настоящего времени. В конце нижнего — начале верхнего плиоцена кровля дислоцированных отложений эрмановской свиты была существенно переработана денудационными и абразионными процессами. В это время сформировалась поверхность Западно-Камчатской равнины и завершилась консолидация земной коры в ее пределах. Последнее и явилось главной причиной того, что в дальнейшем весь этот блок земной коры не испытывал заметных дифференцированных движений.

В верхнем плиоцене-плейстоцене Западно-Камчатская равнина и участки низкогогорного рельефа подверглись лишь общим колебательным движениям разного знака, в результате чего площадь суши в их пределах то уменьшалась, то увеличивалась. На распределение суши и моря заметное влияние оказывали также эвстатические колебания уровня Мирового океана, обусловленные чередованием ледниковых и межледниковых эпох. Положение древних береговых линий фиксируется поднятыми на разную высоту и имеющими разную степень сохранности абразионными уступами. Картирование этих уступов показывает, что Западно-Камчатская равнина практически на всей площади, вплоть до подножия Срединного хребта, представляет собой серию абразионных и цокольных морских террас. В южной части низменности выделяются террасы (высоты, как и в предыдущих разделах, даны по отметкам подножий абразионных уступов): 1 — аккумулятивные высотой до 7—8 м; 2 — абразионно-аккумулятивные 10—12, 20 и 40—45-метровая; 3 — абразионные и абразионно-аккумулятивные 80—100, 130, 180, 240—250, 280—300, 320—340, 360—400, 440—500 и 680—700-метровая. На севере равнины набор террас примерно тот же, но их высоты несколько отличаются, здесь имеются: 1 — комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 6—7 м; 2 — абразионно-аккумулятивные 10—12, 16—18 и 30—40-метровая; 3 — абразионные и абразионно-аккумулятивные 80—90, 110—120, 160 и 340—360-метровая. Большинство перечисленных террас достаточно хорошо выражено в рельефе, чаще всего они отделяются друг от друга заметными уступами высотой от нескольких метров до 100—120 м.

Отложения террас изучены крайне плохо, что исключает их надежную датировку. Тем не менее было проведено определение их возраста по соотношению с ледниковыми и флювиогляциальными образованиями I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения, исключительно широко развитых на территории Западной Камчатки. Было установлено, что все морские террасы, от 10—12 м и ниже, моложе II фазы оледенения.

В свою очередь морены и флювиогляциальные равнины I фазы оледенения моложе 80—90- и 90—100-метровой террас северного и южного участков, а также всех более высоких террасовых уровней.

Установлено также и соотношение наиболее высоких морских террас с вулканическими формами нижнеплейстоценового возраста. Последние древнее 360—400- и 340—350-метровой террас южного и северного участков, но моложе всех более высоких террас, поверхность которых частично погребена под продуктами вулканической деятельности. Основываясь на этом, террасы 340—350- и 360-метровая и более низкие отнесены ко второй половине четвертичного периода, а более высокие — предположительно к верхнему плиоцену.

Исходя из высот имеющихсся четвертичных террас и их датировок была рассчитана средняя скорость тектонических поднятий. По аналогии с ранее рассмотренными районами, на основе соотношения с формами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения и положению в общей системе уровней предполагалось, что 10—12-метровая терраса сформировалась в момент термического оптимума голоцена, 7—7,5 тыс. лет назад, 16—18- и 20-метровая — в конце верхнеплейстоценового межстадиала, 25 тыс. лет назад, а 35—40- и 40—45-метровая — в начале межстадиала 35 (45) тыс. лет назад. Было установлено, что средняя скорость тектонического поднятия за конец верхнего плейстоцена — голоцен равна для северного участка 1,1—1,2 мм/год, а для южного — около 1,3 мм/год. Как и ранее, полученная скорость была использована для расчета по принятой методике высот более древних террас северного и южного (табл. 13) участков. Достаточно хорошая сходимостъ высот вычисленных и реальных террас показывает, что подобная скорость поднятий была свойственна и для всей второй половины четвертичного периода. Общая амплитуда поднятия за этот интервал времени определена в 410 м (для южного участка) и в 360—365 м (для северного участка).

Предполагаемое положение древних береговых линий в начале среднего и верхнего плейстоцена, а также в моменты максимального распространения ледников I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения показано на рис. 80, 79. Прекрасно видно, что по мере приближения к современности происходит последовательное увеличение площади суши как в межледниковые, так и в ледниковые эпохи.

Важно подчеркнуть, что Западно-Камчатская равнина составляет единое целое с современным шельфом, большая часть которого до изобаты 100 м осушалась в период максимального продвижения ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения, около 17 тыс. лет назад. Здесь также отмечаются террасовидные ступени и ориентированные параллельно современной береговой линии полосы галечно-валунного материала, соответствующие регрессивным стадиям Охотского моря в четвертичное время (Ионин и др., 1971). Такого рода образования имеются на глубинах 9—12, около 20—25 и 40—50 м. Кроме того, почти везде к северу от устья р. Ичи до изобаты 50 м отмечается суглинисто-торфяная толща лагунного генезиса, содержащая большое количество пресноводных диатомовых водорослей. Все эти признаки сближают затопленную теперь морем часть Западно-Камчатской равнины с ее надводными низменными участками южнее р. Большой. Как единое целое вела себя Западно-Камчатская равнина и ее современное подводное продолжение и по отношению к четвертичным тектоническим движениям. Она либо вся поднималась, либо опускалась примерно с равной скоростью на всех участках. Сколько-нибудь значительная дифференциация тектонических движений в ее пределах отсутствовала. На это, в частности, указывают практически неизменяющиеся высоты морских террас на протяжении многих десятков и даже сотен километров.

Абсолютные высоты морских террас Западно-Камчатской равнины

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				Высота реальных террас, м			
		Возраст моментов терра- сообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современ- ному, м	Средняя скорость поднятий, мм/год		Рассчитанная высота террас, м			
				1	2	1	2		
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	1,1—1,2	1,2—1,3	0,4	0,6	0,5	0,5
		4—4,5	—4—4,5			0,7	1,1	1	1
		6—6,5	0			7,2	7,8	6—7	7—8
		7—7,5	3—3,5			11,6	12,3	10—12	10—12
		8,5	—20—30			—15	—14	—	—
		9,8	—40—50			—34	—33	—	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80			—62	—61	—	—
		12,2	—80—90			—71	—70	—	—
		15	—90—110			—83	—81	—	—
	Q ₃ ³	25	—10—15			16	19	16—18	20
		35	0			40	44	30—40	40—45
		45	—10—15			39	44		
	Q ₃ ²	55—59	—50—60			11	16	—	—
		63—65	—100—120			—36	—20	—	—
	Q ₃ ¹	75—80	5			91	102	80—90	80—100
		105	0			121	131	110—120	130
		120—130	10—15			156	169	160	180
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0			190	206	—	—
		175	0			201	219	—	—
		190	0			218	238	—	240—250
	Q ₂ ¹	220	0			253	275	—	280—300
		260—270	0			305	331	340—	320—340
		290—300	0			340	367	360	360—400

Примечание. Графы 1 — приведены данные по северной части равнины; 2 — южной части.

Вулканическая деятельность оказала влияние на формирование рельефа низменности в начале четвертичного периода. В конце верхнего плиоцена — раннем плейстоцене на периферии Западно-Камчатской равнины, на границе со Срединным хребтом, возникли базальтовые вулканы, наиболее крупные из них — Большой Кетепан, Большой и Малый Ипелька и другие, а также небольшие по площади лавовые покровы. Эти образования частично перекрыли поверхность самых древних в пределах Западно-Камчатской равнины морских террас высотой до 680—700 м. Условно предполагается, что формирование террас относилось ко времени предпоследнего крупного поднятия равнины в верхнем плиоцене. Интересно, что разница высот самой низкой и самой высокой террас в предгорьях западного склона Малкинского свода равна около 250 м, т. е. в общем сопоставима с разницей высот самой высокой и самой низкой морских террас этого участка, сформировавшихся за вторую половину четвертичного периода.

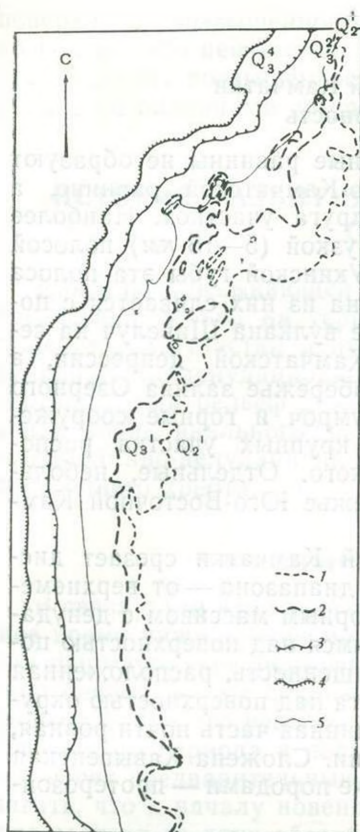


Рис. 79. Предполагаемое положение древних береговых линий на Западно-Камчатской равнине

- 1 — береговая линия начала среднего плейстоцена;
- 2 — начала верхнего плейстоцена;
- 3 — времени I фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 4 — времени II фазы верхнеплейстоценового оледенения

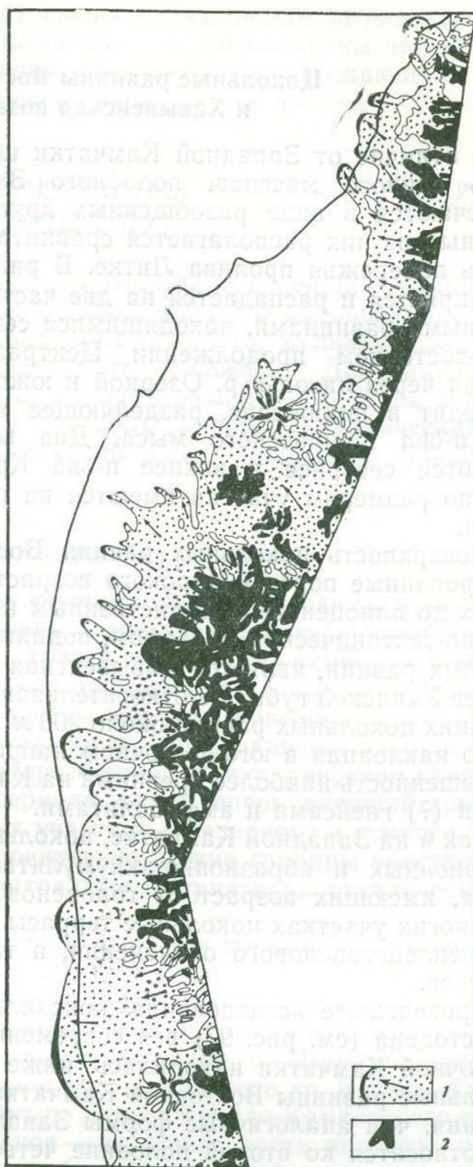


Рис. 80. Соотношение ледников I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения на Западно-Камчатской равнине

1 — ледники I фазы оледенения, 2 — ледники II фазы

Подводя итоги, можно сказать, что при ограниченности имеющихся фактических данных и неясности истории развития Западно-Камчатской низменности она представляется в настоящее время абразионно-аккумулятивной цокольной равниной на третичных породах, перекрытой плащом ледниковых отложений и прорезанной долинами рек и ручьев. Для уточнения основных этапов развития ее рельефа необходимы дополнительные исследования.

Цокольные равнины Восточной Камчатки и Хавывенская возвышенность

В отличие от Западной Камчатки цокольные равнины не образуют здесь единого массива, подобного Западно-Камчатской равнине, а встречаются в виде разобщенных друг от друга участков. Наиболее крупный из них располагается сравнительно узкой (5—15 км) полосой вдоль побережья пролива Литке. В районе Укинской губы эта полоса расширяется и распадается на две части. Одна из них сливается с цокольными равнинами, находящимися севернее вулкана Шивелуч на северо-восточном продолжении Центрально-Камчатской депрессии, а вторая через низовья р. Озерной и южное побережье залива Озерного проходит в понижение, разделяющее хр. Кумроч и горные сооружения п-ова Камчатского мыса. Два менее крупных участка располагаются севернее и южнее п-ова Кроноцкого. Отдельные, небольшие по размерам участки имеются на побережье Юго-Восточной Камчатки.

Поверхность цокольных равнин Восточной Камчатки срезает дислоцированные породы широкого возрастного диапазона — от верхнемеловых до плиоценовых. Единственным низкогорным массивом с денудационно-тектоническим рельефом, поднимающимся над поверхностью цокольных равнин, является Хавывенская возвышенность, расположенная южнее Укинской губы. Ее относительная высота над поверхностью окружающих цокольных равнин около 200 м. Вершинная часть почти ровная, слабо наклонная в юго-восточном направлении. Сложена Хавывенская возвышенность наиболее древними на Камчатке породами — протерозойскими (?) гнейсами и амфиболитами.

Как и на Западной Камчатке, цокольные равнины образованы серией абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой до 300—350 м, имеющих возраст от голоценового до среднеплейстоценового. На многих участках цокольные террасы перекрыты моренами I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения, а также прорезаны долинами рек и ручьев.

Проведенные исследования показали, что еще в начале среднего плейстоцена (см. рис. 97) вся современная площадь цокольных равнин Восточной Камчатки находилась ниже уровня моря. Таким образом, цокольные равнины Восточной Камчатки в целом более молодые образования, чем аналогичные формы Западной Камчатки. Их возникновение относится ко второй половине четвертичного периода и связано с общим поднятием в это время. Причем скорость поднятия была неодинаковой на разных участках. Типичные «западнокамчатские» скорости были свойственны северному участку и участку в бассейне р. Сторож (севернее Кроноцкого полуострова); здесь они равны 1—1,2 мм/год. Район к востоку от хр. Кумроч характеризовался более высокими скоростями, которые колебались от 1,1—1,2 на севере до 2—2,2 мм/год на юге. Аналогичная скорость была характерна и для участка, расположенного южнее Кроноцкого полуострова. Для участков, находящихся южнее п-ова Шипунского, скорости поднятий равны 1,6—1,7 мм/год. Подобная разница в скоростях поднятий легко объясняется тем, что кроме северного участка все остальные расположены в районах, более активных в тектоническом отношении, чем Западная Камчатка.

Во многом неясна также история развития рельефа и Хавывенской возвышенности. В начале среднего плейстоцена на ее месте располагался небольшой остров с плоской вершиной, площадь которого постепенно увеличивалась по мере приближения к современности. Вершинная

поверхность возвышенности имеет следы абразионного выравнивания, но возраст его неизвестен. На протяжении второй половины четвертичного периода возвышенность поднималась вместе с окружающими цокольными равнинами со средней скоростью 1,2—1,3 мм/год.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР ОСТРОВНЫХ ДУГ

Как и на примыкающей с севера к Камчатке, в новейший геоморфологический период на территории Курильской дуги одновременно существовали участки денудационно-тектонического, вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Денудационно-тектонический рельеф доминировал на протяжении всего этапа в пределах антиклинального поднятия внешнего хребта, вулканический и вулканогенно-денудационно-тектонический — на различных участках внутреннего хребта.

ВНЕШНИЙ ХРЕБЕТ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

В связи с тем что главная часть внешнего хребта находится в настоящее время ниже уровня моря и очень слабо изучена, сведения об истории формирования рельефа этого хребта в новейший геоморфологический период весьма скудны. Поэтому приводимые данные о специфике формирования его рельефа в различные моменты новейшего геоморфологического периода и последовательности происходивших здесь событий носят предварительный характер. Можно, однако, уверенно предполагать, что к началу новейшего периода, как и теперь, внешний хребет уже состоял из двух обособленных участков — северного и южного. На это указывают, в частности, исключительно четкие границы участков и наличие между ними в районе Центральных Курил коры океанического типа (Косминская и др., 1963).

В рельефе в настоящее время лучше выражен южный участок внешнего хребта, протягивающийся от юго-восточного берега о. Хоккайдо до широты южной оконечности о. Итуруп. Вершинная часть хребта на юге трассируется выходами верхнемеловых пород п-ова Немуро и о-вов Малой Курильской гряды, северо-восточнее о. Шикотан хребет скрывается под водой, продолжаясь в виде подводного хр. Витязь. Юго-восточное подножье хребта проходит по днищу Курило-Камчатского глубоководного желоба, северо-западное — по осевой части впадины, разделяющей внешний и внутренний хребты. Поперечный профиль хребта здесь резко асимметричный (рис. 81, А—Б). Северо-западный склон невысокий (относительная высота 50—500 м) и пологий, юго-восточный очень высокий (относительная высота 8000—9000 м) и более крутой.

Непосредственно к северо-востоку от описанного отрезка хребта на протяжении около 250 км граница между внутренним и внешним хребтами очень неясная (рис. 81, В—Д). Условно ее можно провести по подножью уступа материковой отмели о-вов Итуруп и Уруп. В районе средней части о. Уруп простираение хребта резко меняется на субширотное, осевая линия быстро погружается и на глубине около 4000 м хребет исчезает. Западная граница проходит здесь по оси глубокой впадины, разделяющей подножья горных сооружений внешнего и внутреннего хребтов.

Более короткий (около 350—400 км) северный участок внешнего хребта начинается на широте пролива Крузенштерна и, вероятно, продолжается до северной части о. Парамушир. Вершинная поверхность

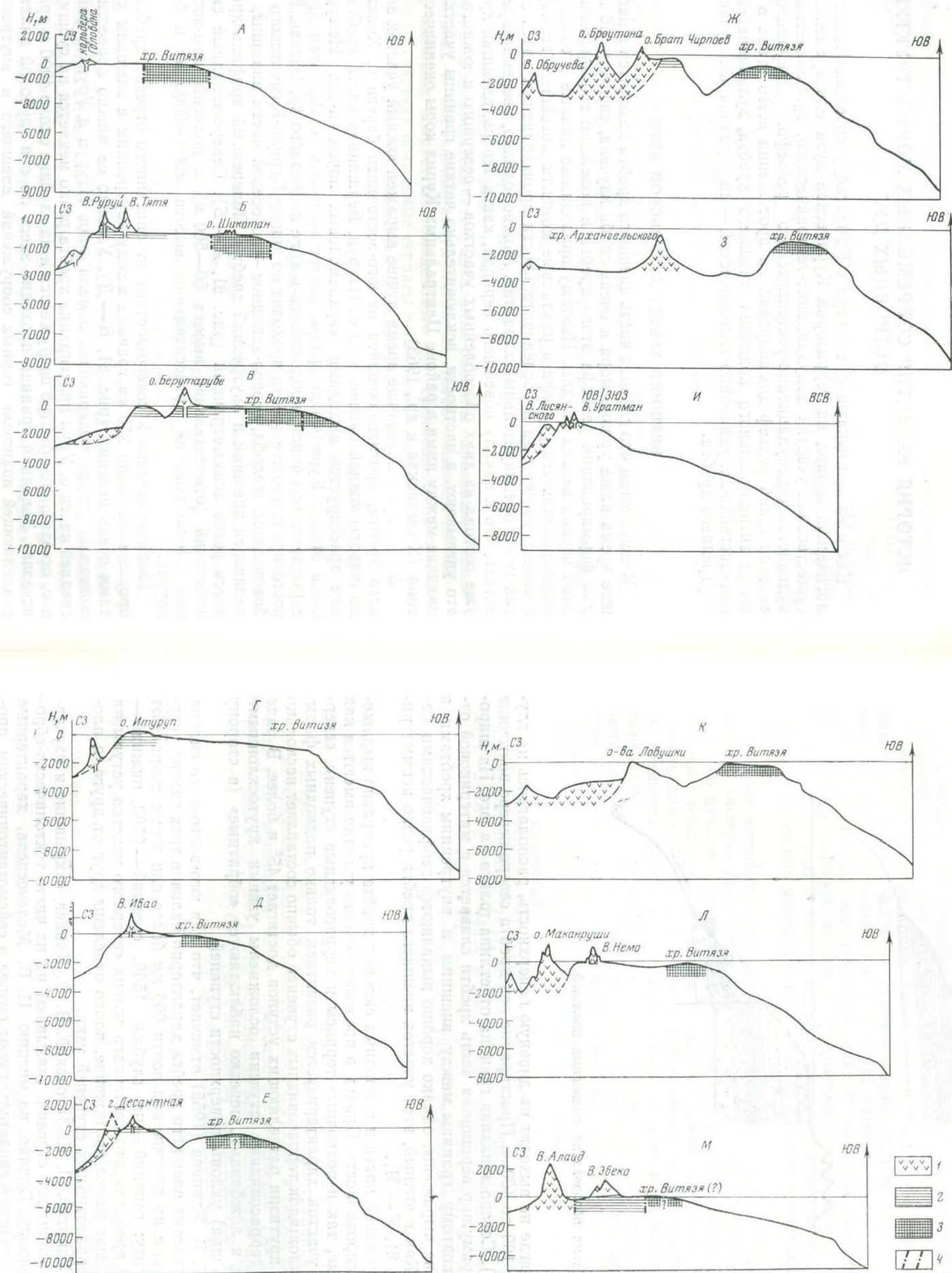


Рис. 81. Поперечные профили через Курильскую островную гряду

1 — плиоцен-четвертичные вулканогенные породы,

2 — дислоцированные породы олигоцен-нижнеплиоценового возраста,

3 — дислоцированные породы мел-палеогенового возраста,

4 — предполагаемые разломы

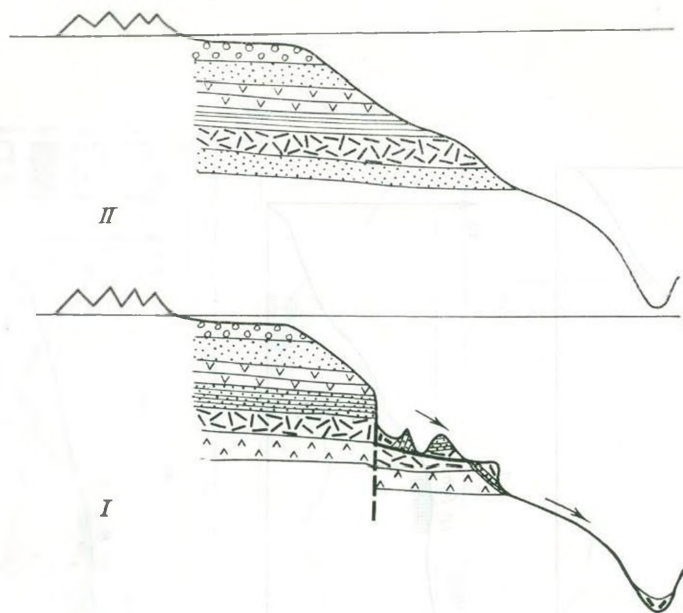


Рис. 82. Схема образования подводных оползней

хребта нигде не выходит на дневную поверхность, располагаясь на глубинах от 100 до 400 м. Простирание оси хребта северо-северо-восточное ($20-25^\circ$). Северо-западная граница отчетлива только на юге. На широте о. Парамушир вершинная часть хребта сливается с материковой отмелью, поэтому границы между внешним и внутренним хребтами в рельефе не выражены, однако хорошо выявляются геофизическими методами. Как и южный, этот участок внешнего хребта резко асимметричен (рис. 81, К—М).

В вершинной части и подводных склонах хребта прекрасно выражена террасированность. Причем в пределах южного участка имеются как надводные, так и подводные террасы и террасовидные ступени, северный же участок характеризуется развитием только подводных форм. Наклон площадок террасовидных ступеней обычно составляет несколько минут, а крутизна разделяющих уступов достигает 45° и более. В ряде случаев террасовидные ступени осложнены узкими крутосклонными хребтами и ложбинами, нередко наблюдаются «обратные» (в сторону тылового шва) уклоны поверхности ступеней.

Так, Г. Б. Удинцев (1955) отмечает, что для юго-восточного склона южного участка внешнего хребта характерно наличие трех четких уступов, которые на протяжении почти 600 км более или менее сохраняют свою высоту: верхний — на глубине 1500, средний — 2500, нижний — 3000 м. В пределах юго-восточного склона северного участка уступы на склоне имеют малое протяжение, плохо отделены друг от друга, а площадки террасовидных ступеней узки.

Г. Б. Удинцев, Л. К. Затонский, В. Ф. Канаев, открывшие и изучавшие террасовидные ступени, указывают на их чисто тектоническо-сбросовую природу. Однако, по мнению И. В. Мелекесцева, характерные признаки ступеней свидетельствуют скорее о сейсмостектоническом происхождении основной массы этих форм. К такого рода признакам относятся прежде всего малые уклоны площадок «террас», наличие обратных уклонов, широкое развитие на поверхности ступеней узких, крутосклонных хребтов, вытянутых вдоль желоба, а также значительные ко-

лебания высот поверхности «террас». Предполагается, что террасовидные ступени являются переместившимися вниз гигантскими «чешуями» на склонах желоба. Возможный механизм образования такого рода форм показан на рис. 82. Интересно, что в настоящее время самые «свежие» и четкие террасовидные ступени свойственны именно участкам повышенной современной сейсмической активности.

Наиболее важные предпосылки для возникновения обвально-оползневых процессов и форм на склонах Курило-Камчатского глубоководного желоба следующие: 1) значительная высота и крутизна бортов желоба; 2) большая сила землетрясений; 3) быстрое поднятие района Курильских островов; 4) обилие разрывных тектонических нарушений разной амплитуды и простираия; 5) резко выраженная дифференциация тектонических движений (поднятие хр. Витязь и опускание района желоба).

Вполне возможно, что наиболее крупные и быстрые сползания подобных «чешуй» приводят к образованию мутьевых потоков и возникновению цунами. Весьма показательны в этом отношении последствия сильного землетрясения 1923 г. в заливе Сагами (Япония). Здесь в условиях, аналогичных тем, которые наблюдаются на юго-восточном склоне внешнего хребта, в результате землетрясения вниз по склону было перемещено около $70 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ материала, выполнявшего верховья подводного каньона Сагами. Образовавшийся при этом мутьевой поток послужил причиной мощного цунами (Леонидова, 1970). Удаление чехла осадочных отложений вызвало весьма значительные (до 400 м) изменения глубин, которые первоначально пытались объяснить проявлением тектонических движений.

Судя по параметрам террасовидных ступеней (длина, ширина, высота разделяющего уступа), объем перемещенного материала колеблется от 1—2 км³ до 2000—4000 м³, а его вес соответственно при плотности 2.5 г/см^3 — от $2.5 \cdot 10^9$ до $5 \cdot 10^{12}$ т. Не исключено, что при образовании крупных террасовидных ступеней перемещение материала происходило в несколько этапов.

Однако ряд террасовидных ступеней северо-западного борта желоба имеет, несомненно, другое происхождение. Это относится прежде всего к абразионно-аккумулятивной поверхности, выработанной в процессе миграции зоны активного волнового процесса в верхнем плейстоцене и лежащей в настоящее время на глубине до 130—140 м. Эта террасовидная поверхность пользуется повсеместным распространением в пределах материковой отмели Мало-Курильской гряды, а также широко развита в привершинной части подводного хр. Витязь. Предполагается (Затонский и др., 1961), что абразионно-аккумулятивную природу имеют также и более глубоко (до 200—250 м) расположенные участки материковой отмели, поскольку здесь обнаружено присутствие окатанного материала.

Явные признаки абразионного выравнивания имеет вершинная поверхность подводного хр. Витязь к востоку от о-вов Итуруп и Уруп. Наибольшим распространением пользуется поверхность, расположенная на глубине 400—500 м. Достаточно хорошо выражены террасовидные ступени на глубинах 200—300 и 600—1000 м. Выверенные поверхности приурочены к полосе северо-восточного ($55\text{--}60^\circ$) простираия. Ширина полосы 60—70 км. В пределах северного участка прекрасно выделяется террасовидная ступень на глубине 200—300 м. Следует отметить, что на сходной глубине располагаются и плоские вершины подводных гор и вулканов охотского склона внутреннего хребта. Однако возраст всех этих террасовидных поверхностей не известен. Наиболее вероятно, что они были сформированы в первой половине новейшего геоморфологического периода, до начала среднего плейстоцена, когда произошло последнее интенсивное воздымание Курильской гряды.

Надводные террасовидные ступени о-вов Малой Курильской гряды имеют типичные признаки морских террас: характерную поверхность, четкие абразионные уступы, наличие хорошо окатанного материала. Здесь выделяются: 1) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 5—6 м; 2) абразионная и абразионно-аккумулятивная терраса высотой 16—18 м (о-ва Шикотан, Зеленый и др.); 3) абразионная и абразионно-аккумулятивная 35—40-метровая (на большинстве островов); 4) абразионная и абразионно-аккумулятивная 80—85-метровая (о. Шикотан).

На о. Шикотан имеются обрывки и более высоких абразионных террас 140—160- и 190—200-метровой. Вполне вероятно, что вершинная поверхность о. Шикотан также сильно расчлененная морская терраса. Это хорошо подтверждается одновысотностью большинства наиболее высоких вершин: горы Плоская — 363,8 м, Крайняя — 367,4, Ноторо — 357,6, Томари — 356,3, Отрадная — 348,3 м и многие другие безымянные, имеющие близкие высоты.

Несмотря на то что органические остатки на террасах пока не найдены, по своим высотам и морфологии все они прекрасно сопоставляются с датированными террасами близ расположенных о-вов Кунашир и Итуруп и, по всей вероятности, одновозрастными им. Поэтому можно предполагать по аналогии с этими островами, что комплекс низких аккумулятивных террас сформировался во второй половине голоцена в интервале от 4—4,5 тыс. лет назад до настоящего времени, 16—18-метровая терраса возникла во время климатического оптимума голоцена около 7—7,5 тыс. лет назад. Соответственно 35—40-метровая терраса должна быть отнесена к концу новоселовско-липовского потепления Сибири около 25 тыс. лет назад, 80—85-метровая — к началу малохетского потепления Сибири (~45 тыс. лет назад), а 140—160- и 190—200-метровая — к верхнеплейстоценовому межледниковью. Приведенные выше отметки вершин весьма близки к рассчитанной высоте (~360 м) морской террасы середины среднеплейстоценового межстадиала (см. табл. 5).

Максимальная абсолютная отметка о. Шикотан (412,8 м) меньше рассчитанной для южного участка высоты нижнего уровня морской террасы конца среднеплейстоценового межледниковья. Поэтому можно предполагать, что суша на месте современного о. Шикотан последний раз появилась не ранее конца среднеплейстоценового межледниковья.

Некоторыми исследователями (Корсунская, 1958; Горшков и др., 1964) предполагалось наличие на о. Шикотан четвертичных вулканов, к которым они относили горы Ноторо и Томари. Однако новейшими работами (Казакова и др., 1970) доказано, что слагающие эти горы породы относятся к древней (Cg₂—Pg) шикотанской толще и по своему составу очень близки к эффузивам верхнемелового возраста о. Шикотан и п-ова Немуро (о. Хоккайдо). Вторая точка зрения представляется более предпочтительной и авторам настоящей работы в связи с тем, что обе возвышенности не обладают типичными признаками четвертичных вулканов, а гораздо больше похожи на отпрепарированные денудацией остатки древних вулканических построек.

Отсутствие или небольшая мощность молодых рыхлых осадочных отложений на вершине и в верхних частях склонов внешнего хребта, отсутствие плиоцен-четвертичной вулканической деятельности в его пределах и исключительно широкое развитие абразионных террасовидных ступеней указывают, что на протяжении всего новейшего геоморфологического периода он представлял собой положительную морфоструктуру с преобладанием денудационно-тектонического рельефа. Однако в результате проявления колебательных тектонических движений высота внешнего хребта неоднократно менялась.

Высокое положение хребта, по-видимому, было характерно для самого начала новейшего геоморфологического периода (верхний плиоцен). Значительные поднятия этого возраста отмечаются на территории Камчатки, с которой тесно связан северный участок внешнего хребта и Японских островов (Геологическое развитие Японских островов, 1968), в том числе о. Хоккайдо, непосредственным продолжением которого является южный участок внешнего хребта. Доказательством значительной высоты суши в пределах современных Японских островов является исключительно грубообломочный характер отложений верхнеплиоценовой-нижнеплейстоценовой формации Сибикава и синхронизируемых с ней образований. В районе Канто, в частности, верхнеплиоценовые осадки представлены туфогенными конгломератами нижней части группы Кадзуса, максимальная мощность которых достигает 2000 м. Конгломераты несогласно перекрывают эрозионную поверхность Куратаки, срезающую неогеновые толщи.

В самом конце верхнего плиоцена и в нижнем плейстоцене оба участка внешнего хребта опустились, вероятно, ниже уровня моря. На это указывают погруженные на большую глубину рассмотренные выше абразионные террасовидные ступени, часть из которых, а возможно и все они, были сформированы в начале новейшего геоморфологического периода.

Значительная глубина (200—1000 м), на которой находятся террасовидные ступени, позволяет предполагать, что опускание было вызвано тектоническими причинами, а не связано с эвстатическими колебаниями уровня моря, поскольку величина этих колебаний не превышала в рассматриваемый отрезок времени 120—200 м (Марков, Суетова, 1965; Менард, 1966). Опускание суши на границе неогена и четвертичного периода, по-видимому, было характерно не только для Курильской дуги, но и для сопредельных территорий. В частности, в работе Г. Б. Удинцева (1972) отмечается, что, по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов, наблюдалось погружение участков суши на месте подводной возвышенности Ямато в Японском море и возвышенности Академии наук в Охотском море.

В ходе второго этапа (Q_2 — Q_4) новейшего геоморфологического периода внешний хребет вместе с сопредельными территориями испытывает общее поднятие. При этом средняя скорость поднятия около 2—2,1 мм/год для южного участка внешнего хребта остается более или менее постоянной на протяжении всего этапа. Рассчитанная амплитуда поднятия за весь этап составляет около 650 м.

Скорость и общая амплитуда поднятия северного участка внешнего хребта неизвестны, поскольку подводные морские террасы здесь отсутствуют. Однако по аналогии с близлежащими районами Большой Курильской дуги и Юго-Восточной Камчатки можно предполагать, что эти величины равны здесь соответственно около 1,6—1,7 мм/год и 520 м.

Таким образом, средний плейстоцен — голоцен — время второго высокого стояния хребта в течение новейшего геоморфологического периода. Тенденция к общему поднятию внешнего хребта, насколько можно судить по высотам самых молодых морских террас, сохраняется и в настоящее время.

ВНУТРЕННИЙ ХРЕБЕТ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Морфоструктура внутреннего хребта в настоящее время наиболее сложная в пределах Курильской островной гряды. В большой мере это является следствием специфики развития рельефа отдельных районов хребта в течение новейшего геоморфологического периода. По условиям

рельефообразования резко отличались северо-западный склон хребта, с одной стороны, вершинная часть и юго-восточный склон — с другой. В итоге северо-западный склон характеризуется сейчас преобладанием вулканического рельефа, а вершинная часть хребта и юго-восточный склон — вулканогенно-денудационно-тектонического и денудационно-тектонического. С вулканическими образованиями северо-западного склона тесно связаны отдельные вулканы и вулканические массивы юго-восточной окраины Южно-Охотской глубоководной впадины. В свою очередь заметные отличия в развитии рельефа наблюдались и в пределах более мелких участков — блоков. Каждый из таких блоков имеет четкие естественные границы и характеризуются своими особенностями вулканизма, соотношением вулканических и невулканических форм рельефа, высотой дочетвертичного фундамента и так далее. Выделяются блоки Парамуширский, Онекотанский, Симуширский, Урупский, Итурупский и Кунаширский. Таким образом, имеет место не только поперечная, но и продольная зональность в развитии рельефа внутреннего хребта.

Парамуширский блок

Парамуширский блок является северным отрезком курильской части Курило-Камчатского хребта. На северо-востоке и юго-западе он ограничен соответственно Первым и Четвертым Курильскими проливами. Северо-западное подножье хребта доходит до оси северной части Южно-Охотской глубоководной котловины, юго-восточное подножье ограничивается Курило-Камчатским глубоководным желобом. Общая протяженность этого участка в направлении с юго-запада на северо-восток около 150—160 км, а ширина колеблется от 250 до 270 км. Характерна резкая асимметрия склонов хребта: наибольшая относительная высота северо-западного склона в северной части блока не превышает 1000 м, а юго-восточного достигает 8200 м; в южной части блока эти высоты равны соответственно 3800—3400 и 9800—10 000 м. В пределах Парамуширского блока участки внутреннего и внешнего хребтов морфологически не выражены (см. рис. 81). Для привершинной части хребта характерны отчетливая выровненность и террасированность склонов. При этом прекрасно выражены как надводные, так и подводные террасы и террасовидные ступени. Наиболее высокие участки хребта поднимаются над уровнем моря в виде крупных о-вов Парамушир и Шумшу, а также мелких островов и отдельных скал (о-ва Птичьи, Чаячьи и др.).

Остров Парамушир — один из самых крупных и высоких о-вов Большой Курильской гряды. Его площадь составляет около 2053 км², а абсолютная высота достигает 1816 м (вершина вулкана Чикурачки). В настоящее время для острова в целом характерен горный рельеф денудационно-тектонического, вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического происхождения. В моделировке рельефа исключительно широкое участие принимали и принимают сейчас морская абразия и аккумуляция, деятельность постоянных и временных водотоков, ледниковая деятельность, сейсмотектонические обвалы и оползни, эоловые процессы, различного рода склоновые процессы.

Остров Шумшу имеет площадь около 388 км², а его наибольшая высота не превышает 190 м. Он характеризуется рельефом денудационно-тектонического происхождения. Поверхность острова образована серией морских террас разного строения и высоты, прорезанных густой сетью долин мелких речек и ручьев. В прибрежной полосе широко распространены эоловые формы рельефа. Вулканические проявления четвертичного возраста отсутствуют.

К Парамуширскому блоку пространственно тяготеют острова-вул-

каны Алаид и Ширинки, расположенные в пределах северной, суженной и несколько поднятой части Южно-Охотской глубоководной впадины.

Особое значение для восстановления основных моментов новейшего периода истории развития рельефа Парамуширского блока имеют широко распространенные здесь морские террасы, а также следы четвертичных оледенений. Это обусловлено тем, что морские террасы являются здесь главными возрастными реперами, помогающими датировать четвертичные вулканогенные образования, установить время проявления и скорость новейших тектонических движений. Ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа и отложения имеют важное значение для датировки и возрастной корреляции вулканических проявлений.

На существование морских террас в этом районе указывали Г. В. Корсунская (1953, 1958), Г. М. Власов (1959), Ю. Ф. Чемяков (1961), В. Ф. Канаев (1960), В. И. Федорченко и В. Н. Шилов (1966), А. П. Кулаков (1964, 1965, 1970) и другие исследователи. Однако по большей части сведения о террасах ограничивались данными об их высоте, распространении, реже — краткой характеристикой отложений. Данных о возрасте террас почти не имелось, корреляция террас, за редким исключением, отсутствовала.

Проведенные И. В. Мелекесцевым в 1967—1971 гг. специальные геоморфологические исследования, сопровождавшиеся массовым дешифрированием аэрофотоснимков, позволили собрать новый фактический материал, заставивший в значительной мере пересмотреть существовавшие прежде представления о распространении, высотах и времени формирования морских террас. Возраст террасовых отложений определялся при помощи спорово-пыльцевого и диатомового анализа, а также радиоуглеродного метода. Производилась корреляция террас со следами верхнечетвертичного оледенения. Высота террас, как и на Камчатке, определялась только на основе замеров абсолютных отметок их тылового шва.

Было установлено, что Парамуширский блок очень близок по высотам террас к Юго-Восточной Камчатке. Так же, как и там, здесь выделяется: 1) современный пляж; 2) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 3—3,5 м; 3) абразионно-аккумулятивная и абразионная 14—16-метровая терраса; 4) абразионно-аккумулятивная 30-метровая терраса; 5) комплекс абразионно-аккумулятивных и абразионных террас высотой 55—65 м; 6) абразионно-аккумулятивная и абразионная 100—120-метровая терраса; 7) абразионная, реже абразионно-аккумулятивная 160—170-метровая терраса; 8) абразионная и абразионно-аккумулятивная 200—220-метровая терраса; 9) абразионная 280—300-метровая терраса; 10) плохо сохранившиеся фрагменты террас высотой от 350 до 500 м.

Среди аккумулятивных форм наибольшим распространением пользуются террасы высотой 1, 1,5—2 и 3—3,5 м. В районе устья р. Фусса (о. Парамушир) удалось установить, что I-метровая терраса сформировалась около 1400—1500 лет назад. Абсолютный возраст террасы был определен благодаря радиоуглеродной датировке лагунных и болотных осадков, перекрывающих пляжевые валунно-галечные отложения последней (рис. 83). Наиболее вероятно, эта терраса была затоплена во время последнего небольшого подъема уровня моря, имевшего место около 1500 лет назад, когда уровень моря был на 1—1,5 м выше современного (Oshima, 1971).

Во второй половине голоцена были сформированы и более высокие аккумулятивные уровни. На это указывают небольшая (до 25—30 см) мощность почвенно-пирокластического чехла на поверхности террасы и данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов, которые свидетельствуют об их формировании в условиях, практически не отличающихся от современных. Наиболее вероятно, что они возникли в начале

повсеместно отмечаемой на побережье Тихого океана регрессии моря около 4—4,5 тыс. лет назад.

В пределах Парамуширского блока несомненно голоценовый возраст имеет также и 14—16-метровая абразионно-аккумулятивная и абразионная терраса, поскольку она моложе морен и флювиогляциальных равнин II фазы верхнелейстоценового оледенения на о. Парамушир. Эта терраса имеется в районе м. Васильева и бухты Крашенинникова на Парамушире, на северном побережье п-ова Чибуйного и м. Курбатова на Шумшу. Рассчитанный возраст почвенно-пирокластического чехла привязанной к ней (см. рис. 83) террасы р. Аленушкиной — около 7000 лет. Поэтому наиболее вероятно, что 14—16-метровая

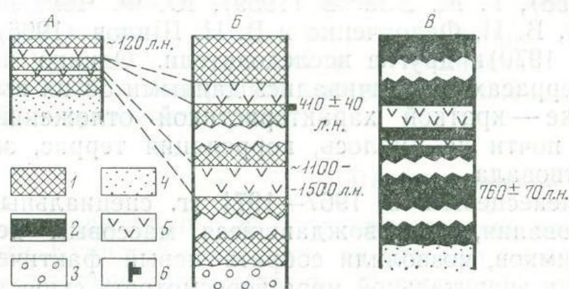


Рис. 83. Схема строения низких террас о-ва Парамушир

1 — почвенно-пирокластический чехол, 2 — торф, 3 — аллювиальные отложения, 4 — морские отложения, 5 — горизонты тефры; 6 — места взятия образцов на абс. возраст. А и Б — разрез почвенно-пирокластического чехла 5-6 и 14-16-метровой морской террасы западного побережья, В — строение торфяника, перекрывающего 1-метровую морскую террасу

терраса сформировалась во время трансгрессии термического оптимума голоцена около 7—7,5 тыс. лет назад, когда уровень моря был примерно на 3 м выше современного (Sing, 1971).

30-метровая терраса о-вов Парамушир и Шумшу древнее перекрывающих ее морен II фазы верхнелейстоценового оледенения. Она характеризуется здесь небольшой шириной (десятки — первые сотни метров), однако прекрасно выражена в рельефе и широко развита на обоих островах. От более низких и более высоких террас она отделена четкими абразионными уступами. На поверхности террасы имеется, как правило, только единичная хорошо и среднеокатанная галька, в более редких случаях встречаются маломощные (1—3 м) горизонты рыхлых валунно-галечных и галечных отложений, похожих на аналогичные образования современных пляжей. Непосредственно на цоколе из третичных пород или на отложениях террасы лежит почвенно-пирокластический чехол, мощность которого не превышает на о. Парамушир 0,6—1 м.

Комплекс слабо различающихся по высоте 55—65-метровых абразионно-аккумулятивных и абразионных террас также прекрасно выражен на обоих островах. Почти повсеместно на поверхности этих террас имеется толща галечников и валунно-галечных отложений пляжевого типа. В отдельных случаях террасовые отложения представлены галечно-песчаными и песчаными осадками. Террасовые отложения облекаются довольно мощным (1,5—2 м) почвенно-пирокластическим чехлом. Ширина террасового комплекса колеблется от нескольких сот метров до 2—3 км.

Е. Г. Лупкиной в песчано-галечных отложениях одного из террасовых уровней в долине среднего течения р. Фусса обнаружен автохтонный комплекс диатомей олиготрофного типа. Для него характерен богатый систематический состав диатомей (около 50 форм из 22 родов) и высокая их численность. Доминантными видами здесь являются северобореальные *Melosira italica* var. *valida* (Grun) Hust.—5, *Cymbella* aff. *cistula* (Nemp.) Grun.—4, *Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kütz.) Grun.—4. Им сопутствует большой ряд субдоминантных форм широкого географического распространения внутри бореальной зоны. Аркти-

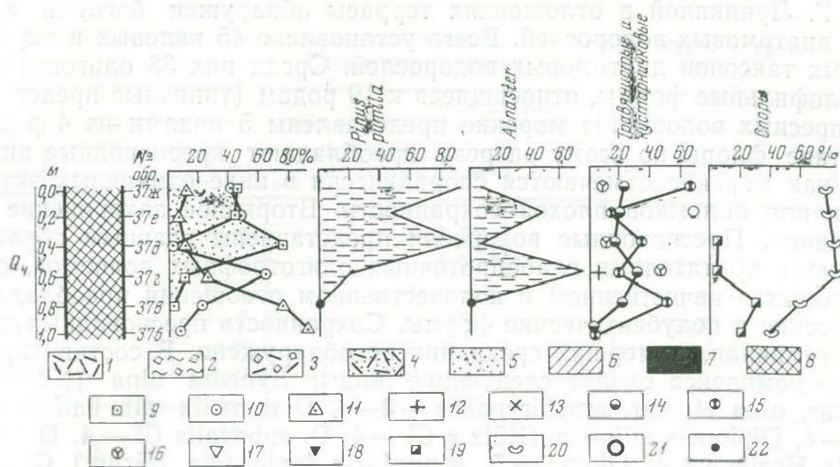


Рис. 84. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о. Парамушир

1 — пемзовый туф; 2 — лахаровые отложения; 3 — взрывные отложения; 4 — пемзовый песок; 5 — песок; 6 — суглинок; 7 — торф; 8 — почва; 9 — сумма пыльцы древесно-кустарниковой группы; 10 — сумма пыльцы травянистых и кустарничковых; 11 — сумма спор; 12 — *Artemisia*; 13 — *Chenopodiaceae*; 14 — *Gramineae*; 15 — *Compositae*; 16 — *Ericaceae*; 17 — *Bryales*; 18 — *Sphagnales*; 19 — *Ly-copodiaceae*; 20 — *Polypodiaceae*; 21 — *Equisetum*; 22 — Содержание пыльцы до 2%

ческие виды отсутствуют, не обнаружены и южнобореальные. Сопоставление рассмотренного комплекса с современным составом пресноводных диатомей Парамушира позволяет считать палеоклиматические условия формирования, несомненно, близкими к современным.

Спорово-пыльцевая диаграмма почвенно-пирокластического чехла, облегающего поверхность террас, неоднородна (рис. 84). В нижней части доминируют споры папоротников и пыльца травянистых растений. Выше по разрезу появляется и достигает максимума пыльца кустарников. За время формирования почвенного чехла произошло изменение климатических условий от неблагоприятных относительно сухих к более благоприятным и влажным. Можно предполагать, что почвенный горизонт начал формироваться в эпоху II фазы верхнеплейстоценового оледенения и продолжал расти в голоцене.

Учитывая приведенные данные, а также коррелируя 30-метровую и комплекс 55—65-метровых морских террас с одновысотными террасовыми уровнями юго-восточной Камчатки, можно предполагать, что они сформировались во время верхнеплейстоценового межстадиала.

Более высокие и древние 100—120, 160—170 и 200—220-метровая абразионно-аккумулятивные и абразионные террасы пользуются наиболее широким развитием на Парамушире и Шумшу. Все они имеют достаточно хорошую сохранность, отчетливый тыловой шов и значительную ширину. На поверхности террас имеются либо отдельные хорошо окатанные гальки и валуны, либо горизонты валунно-галечных и галечных отложений пляжевого облика. В частности, на мысе Округлом наблюдается толща желтовато-серых горизонтально и косослоистых сильно уплотненных песчаных и валунно-галечно-песчаных отложений общей мощностью около 13 м. Обломочный материал представлен в основном хорошо и среднеокатанными валунами и гальками, но имеется также примесь угловатого и обитого щебня. В целом описываемые отложения больше всего напоминают дельтовые отложения современных рек Парамушира. Подосва толщи располагается на абсолютной высоте 200 м, кровля — на высоте 213 м. Террасовые отложения перекрываются мощным (35—40 м) андезитовым лавовым потоком.

Е. Г. Лупкиной в отложениях террасы обнаружен богатый комплекс диатомовых водорослей. Всего установлено 45 видовых и внутривидовых таксонов диатомовых водорослей. Среди них 38 олигогалобов и 2 галофильные формы, относящиеся к 19 родам (типичные представители пресных водоемов); морские представлены 5 видами из 4 родов. В составе флоры по всему разрезу преобладают пресноводные виды, тогда как морские отмечаются спорадически в виде единичных экземпляров или обломков плохой сохранности. Вторичное захоронение их несомненно. Пресноводные водоросли представлены главным образом типичными обитателями слабoproточных олиготрофных водоемов, среди которых в качественном и количественном отношении преобладают бентические и полубентические формы. Сохранность пресноводных диатомей отличная, вымерших среди них не обнаружено. В состав характерного комплекса входят следующие виды: *Synedra ulna* (Nitzsch.) Ehr. var. *ulna* et var. *amphirynchus* — 3—4, *Diatomella* aff. *balfouriana* Grev. — 4, *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl. — 4, *D. subovalis* Cl. — 4, *D. jatu-kaensis* Horikawa et Okuno — 5, *Pinnularia leptosoma* (Grun.) Cl. — 4, *Epithemia zebra* var. *saxonica* (Kütz.) Grun. — 5, *Rhapalodia parallela* (Grun.) O. Müll. — 4 и др.

Среди пресноводных диатомей господствуют виды северобореальной биогеографической группы: арктические и арктобореальные не обнаружены; умеренно тепловодные составляют 5% от общего состава олигогалобов; к ним относятся отмеченные с оценкой «часто» *Diploneis subovalis* и *Pinnularia leptosoma*.

Общий характер пресноводной флоры свидетельствует о формировании осадков в климатических условиях, близких к современным или несколько более мягких. Основная отличительная особенность рассматриваемого комплекса от экологически однотипных современных проб состоит в присутствии южнобореального элемента. Этот факт свидетельствует все-таки о несколько более мягких климатических условиях по сравнению с современными и позволяет предполагать, что 200—220-метровая терраса северного участка образована во время верхнечетвертичного межледникового. Тем более, что рассматриваемая терраса прекрасно коррелируется по высоте и положению в системе уровней с 210—220-метровой морской террасой Юго-Восточной Камчатки, которая нами относится к самой теплой части верхнеплейстоценового межледникового (табл. 14).

Еще более высокие 300—320-метровая и особенно 350—380, 400—440 и 470—500-метровые морские абразионные террасы на Парамушире сильно разрушены и сохранились в виде небольших фрагментов.

Наиболее благоприятные условия для консервации террас оказались в южной части хребтов Карпинского и Вернадского, где они предохранены от разрушения мощными вулканогенными толщами. Поскольку на поверхности террас обнаружены лишь единичные гальки и валуны, прямых данных об их возрасте не имеется. По аналогии с Юго-Восточной Камчаткой предполагается, что они сформировались в среднем плейстоцене.

Учитывая имеющиеся материалы об относительном и абсолютном возрасте террас, а также об их высотах, была предпринята попытка рассчитать среднюю скорость тектонического поднятия Парамуширского блока. В качестве маркирующих террасовых уровней были взяты 14—16, 30, 55—65 и 200—220-метровая морские террасы. Предполагалось, что они сформировались соответственно 7—7,5, 25, 35(45) и 125 тыс. лет назад. Рассчитанная по формулам (1) и (2) эта скорость оказалась равной для всех возрастных интервалов 1,6—1,7 мм/год, т. е. абсолютно одинаковой со скоростью поднятия прибрежных участков Юго-Восточной Камчатки. Суммарная амплитуда поднятия Параму-

Абсолютные высоты рассчитанных и реальных морских террас остров
Парамушир и Шумшу

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	1,6—1,7	1,6	1,5—2
		4—4,5	—4—4,5		2,9	3—3,5
		6—6,5	0		10,3	—
		7—7,5	3—3,5		15,5	14—16
		8,5	—20—30		—11	—
		9,8	—40—50		—29	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80		—57	—
		12,2	—80—90		—65	—
		15	—90—110		—75	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		29	30
		35	0		58	55—65
		45	—10—15		62	—
	Q ₃ ²	55—59	—50—60		39	—
		63—65	—100—120		—4	—
	Q ₃ ¹	75—80	5		129	100—120
		105	0		173	160—170
		120—130	10—15		219	200—220
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		272	280—300
		175	0		289	
		190	0		314	
	Q ₂ ¹	220	0		363	350—300
		260—300	0		437	
		290—300	0		487	

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

ширского блока за средний плейстоцен — голоцен (315—0 тыс. лет назад) оценена, как и там, примерно в 500—520 м.

В районе Курильской дуги исключительно широко распространена 130—140-метровая подводная терраса, обнаруженная при проведении океанологических исследований (Затонский и др., 1961). По данным палеогеографических реконструкций и определениям абсолютного возраста органических остатков из отложений аналогичных террас в других районах земного шара (Эмери, 1971; Jongsma, 1970; Veeh, Veevers, 1970, и др.), предполагается, что они сформировались в эпоху низкого стояния моря во время последнего крупного наступления ледников, около 22—12 тыс. лет назад, и были затоплены в результате эвстатического подъема уровня океана после таяния ледников. Подобный возраст и происхождение имеет, вероятно, и 130—140-метровая подводная терраса района Курильских островов. Последняя является своеобразным возрастным репером, так как наличие или отсутствие ее в пределах подводного склона вулканов позволяет отделить чисто голоценовые вулканические образования от более древних.

Достаточно широко в пределах верхних частей склонов Курильской части Курило-Камчатского хребта развиты подводные террасы и террасовидные ступени, расположенные в интервале глубин 200—1000 м. Однако прямых данных об их возрасте не имеется.

В отличие от Камчатки следы четвертичных оледенений имеют на Курильских островах ограниченное распространение. Наиболее четкие следы ледниковой деятельности наблюдаются на Парамушире. Они отмечались и предыдущими исследователями (Горшков, 1954, 1958, 1967; Власов, 1958а, б, 1959а, б, в; Федорченко, Шилов, 1966, и др.), указывающими на широкое распространение здесь как скульптурных, так и аккумулятивных форм. Все эти исследователи связывали выраженные в рельефе ледниковые формы с двумя самостоятельными оледенениями: Г. С. Горшков — с илиноийским и вюрмским, Г. М. Власов — с древнечетвертичным и позднечетвертичным, В. И. Федорченко и В. Н. Шилов — со среднечетвертичным и верхнечетвертичным.

Однако проведенные И. В. Мелекесцевым специальные геоморфологические исследования не подтвердили вывода о наличии на Парамушире следов двух самостоятельных оледенений. Почти все формы ледникового генезиса имеют здесь четкие границы, прекрасную сохранность, легко распознаются при полевых исследованиях и дешифрировании аэрофотоснимков, т. е. обладают всеми признаками ледниковых форм, выделенной на Камчатке II фазы верхнеплейстоценового оледенения, с которыми они, несомненно, и сопоставляются. Это подтверждается также и тем, что моренные отложения перекрывают все морские террасы вплоть до 30-метровой, сформировавшейся около 25 тыс. лет назад. Наиболее четкие конечно-моренные комплексы ледниковых отложений на Парамушире отмечаются в нижних частях долин рек Стрелы, Кохмаюри, Медведицы, Зеленой, Тухарки и др. В пределах моренных комплексов отмечается до трех-четырех конечно-моренных валов, сопрягающихся с береговыми моренами в долинах рек. Как и на Камчатке, в строении комплексов ледниковых отложений большое участие принимают флювиогляциальные валунно-галечные толщи. Наличие последних в абразионных обрывах высотой от 15 до 30 м послужило основанием для ошибочного вывода о сопряженности морен и 25—30-метровой морской террасы (Федорченко, Шилов, 1966). Выраженных в рельефе следов более древних оледенений на Парамушире не обнаружено.

Принципиальные расхождения автора настоящей работы и предыдущих исследователей по вопросу о возрасте ледниковых образований обусловлены двумя причинами. Во-первых, ранее за ледниковые формы рельефа принимались образования другого генезиса и прежде всего формы, связанные с многочисленными обвалами и оползнями. Так, Г. М. Власов считал карами позднечетвертичного оледенения обвальные цирки в верховьях р. Зеленой, а В. И. Федорченко и В. Н. Шилов принимали за ледниковые формы обвальные цирки и обвальные отложения в нижнем течении р. Северянки, обвальные отложения в районе мыса Землепроходец и в других местах. Во-вторых, возрастное расчленение ледниковых форм часто основывалось лишь на их разном высотном положении. В результате береговые морены, приуроченные к поверхности высоких морских террас, и конечные морены одного и того же ледника, расположенные в устьевых частях долин рек на берегу моря, относились к разным ледниковым эпохам (Власов, 1958а, б).

Верхнеплиоценовый — нижнеплейстоценовый этап развития рельефа Парамуширского блока является в настоящее время наименее изученным и неясным. Это объясняется прежде всего тем, что здесь нет форм рельефа и отложений, которые можно было бы уверенно датировать верхним плиоценом — нижним плейстоценом. Услов-

но сюда могут быть отнесены только агломераты и лавы, слагающие приводораздельную часть хр. Левинсон-Лессинга на Парамушире. Они участвуют в строении очень сильно разрушенных вулканических построек типичного для Парамушира линейно-гнездового типа. Слившиеся между собой остатки вулканических аппаратов образуют небольшой (длина 18 км) хребет общего северо-восточного ($40-45^\circ$) простирания. По данным К. Ф. Сергеева (1966) и В. К. Гаврилова (1970), слагающие их породы характеризуются преимущественно базальтовым и андезитобазальтовым составом. Формирование построек происходило в континентальных условиях. Однако не исключено, что вулканические постройки хр. Левинсон-Лессинга были созданы ранее верхнего плиоцена и относятся к заключительным этапам палеогеоморфологического периода. В течение же новейшего периода произошла только их препарировка экзогенными процессами, благодаря чему они и выражены сейчас в рельефе.

Слабое развитие вулканических форм или даже их полное отсутствие позволяет предполагать, что в течение всего этапа в пределах рассматриваемого блока преобладал денудационно-тектонический рельеф на породах миоцен-плиоценового возраста. К концу этапа (рис. 85, А) на месте современного Парамушира существовала группа гористых островов, наиболее крупный из которых располагался в районе водораздельной части южной оконечности хр. Вернадского. К югу от него находилось еще несколько более мелких островов. Общая площадь островов, по данным реконструкции, не превышала 200—250 км². Суша на месте современного острова Шумшу отсутствовала. С юга и севера от «Парамуширской» группы островов располагались широкие проливы: северный имел ширину около 100 км, южный — не менее 70—80 км. Большинство островов и островков характеризовались денудационно-тектоническим рельефом, однако максимальная высота их вряд ли была больше 450—500 м. По-видимому, в целом Парамуширская группа островов напоминала современную Малую Курильскую гряду. Вулканогенно-денудационно-тектонический рельеф, возможно, имел (?) только остров, располагавшийся на месте приводораздельной части хр. Левинсон-Лессинга. Судя по современным отметкам вершин хребта, высота этого острова не превышала 300—350 м.

Среднеплейстоценовый — голоценовый этап имеет особое значение в истории формирования рельефа Парамуширского блока, поскольку именно в этот отрезок времени о-ва Парамушир и Шумшу приобрели свой современный облик. В течение его были созданы все или почти все выраженные в рельефе вулканические постройки, сформированы морские террасы, ледниковые формы рельефа, современная гидросеть, произошло значительное тектоническое поднятие территории, в результате чего появились обширные участки среднегорного рельефа. Несмотря на относительно небольшую продолжительность этапа (около 315 тыс. лет), его можно разбить на несколько еще более коротких временных отрезков, отличавшихся друг от друга специфической рельефообразованием. Выделяются: 1) первая половина среднего плейстоцена (315—230 тыс. лет назад); 2) вторая половина среднего плейстоцена (230—170 тыс. лет назад); 3) первая половина верхнего плейстоцена (170—70 тыс. лет назад). 4) вторая половина верхнего плейстоцена (70—10,5 тыс. лет назад); 5) голоцен (10,5—0 тыс. лет назад).

В первой половине среднего плейстоцена произошла резкая интенсификация восходящих тектонических движений. В условиях непрерывного поднятия территории и высокого стояния уровня моря, характерного для среднеплейстоценового межледникового, была создана серия абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас, имеющих сейчас высоту от 350 до 500 м.

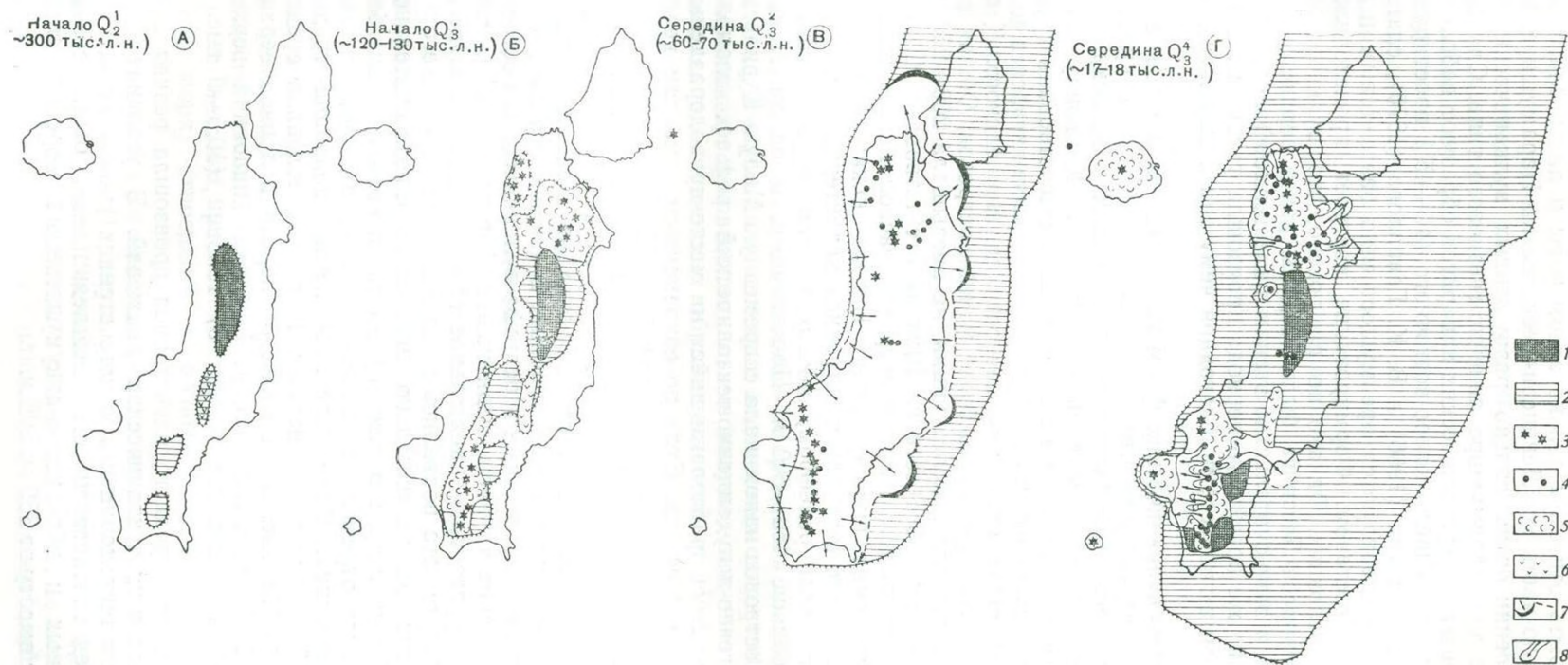


Рис. 85. Палеогеографические схемы Парамуширского блока

1 — участки горного денудационно-тектонического рельефа,
2 — морские террасы,
3 — действующие вулканы,

4 — потухшие вулканы,
5 — участки вулканического рельефа,
6 — участки вулканогенно-тектонического рельефа.

7 — предполагаемое положение края ледников I фазы верхнеплейстоценового оледенения,
8 — крупнейшие ледники II фазы оледенения, стрелками показано направление движения ледников

Субсинхронно с общим тектоническим воздыманием блока и формированием морских террас началась интенсивная вулканическая деятельность. Первоначально она проявилась главным образом в виде площадных излияний мощных лавовых потоков андезитового и андезитобазальтового состава. Образовавшиеся обширные лавовые покровы частично перекрыли площадки среднеплейстоценовых морских террас, способствуя их консервации. Сохранившиеся участки погребенных морских террас сохранились в настоящее время в хр. Карпинского (верховья р. Стрелы) в средней части хр. Вернадского. Главные центры излияний были локализованы в пределах крупных линейных зон северо-северо-восток простирания, совпадающих с направлением осей хребтов Карпинского и Вернадского. По-видимому, в это время началось формирование и наиболее древних построек центрального типа — существенно лавовых стратовулканов хр. Карпинского (горы Личкова, Баркова, Белоусова, Архангельского) и хр. Вернадского (горы Арсеньева, 1971, Коряга и др.). Как и лавовые покровы, эти вулканы сложены андезитовыми и андезитобазальтовыми породами.

К концу первой половины среднего плейстоцена общая амплитуда тектонического поднятия составила не менее 150 м. Максимальная высота суши на участках развития миоцен-плиоценовых пород составила, вероятно, около 600—650 м. Некоторые мелкие острова слились между собой, образовав более крупные массивы суши. Еще сильнее увеличилась высота участков интенсивного проявления четвертичного вулканизма. В отличие от предыдущего этапа в пределах островной суши основные площади были заняты вулканическим и вулканогенно-денудационно-тектоническим рельефом.

Во второй половине среднего плейстоцена тектоническое поднятие и интенсивный вулканизм продолжались. Ни скорость тектонических движений, ни характер вулканической деятельности и состав продуктов вулканизма существенно не изменились. Возможно, только увеличился процент пирокластики, что связано с большим развитием вулканов центрального типа. Однако в отличие от предыдущего отрезка времени формирование рельефа происходило в более суровых климатических условиях эпохи среднеплейстоценового оледенения и регрессии моря. В результате суммарного эффекта общего тектонического воздымания территории, вулканической деятельности и относительного поднятия суши, из-за резкого снижения уровня моря значительно выросла площадь и высота островов, произошло сужение проливов. Вероятно, небольшие участки суши появились на месте о-ва Шумшу. Можно предполагать, что в момент наиболее низкого стояния уровня моря в конце среднего плейстоцена максимальная высота суши превышала 1000 м. Резко возросшая скорость общего относительного поднятия суши привела, по-видимому, к оживлению глубинной эрозии и соответственно к формированию сети глубоко врезаемых речных долин. Высокое положение суши и суровые климатические условия создали благоприятные предпосылки для появления ледников. Однако из-за того, что ледниковых форм и отложений этого возраста не обнаружено, о масштабах и типе среднеплейстоценового оледенения трудно сказать что-либо определенное. Можно предполагать только, что по своему характеру среднеплейстоценовое оледенение было горно-долинным, близким к верхнеплейстоценовому.

Предполагается, что в период, соответствующий межстадиалу, разделявшему две крупные стадии наступания среднеплейстоценовых ледников, была выработана морская терраса, имеющая в настоящее время высоту около 280—300 м.

В конце среднего плейстоцена произошло значительное сокращение вулканической активности. Особенно это касается хр. Карпинского, где большинство доголоценовых вулканических сооружений древнее наибо-

лее высокой террасы верхнеплейстоценового межледниковья. В связи с осушением обширных площадей шельфа, где вулканическая деятельность почти не проявлялась, имело место относительное сокращение роли вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа в формировании поверхности островной суши. Наоборот, площади участков денудационно-тектонического рельефа резко возросли.

Насколько можно судить по данным диатомового анализа из отложений 200—220-метровой морской террасы района мыса Округлого, первая половина верхнего плейстоцена характеризовалась более мягкими, чем современные, межледниковыми климатическими условиями. В связи с высоким стоянием уровня моря площадь островов по сравнению с ледниковой эпохой резко сократилась, ширина проливов увеличилась. Уменьшилась интенсивность вулканической деятельности, прекратились площадные лавовые излияния. Наиболее вероятно, вулканическая активность сосредоточилась на немногих вулканах. Однако общее поднятие территории продолжалось, в результате чего была сформирована серия абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 100—120 до 200—220 м. Значительные участки суши появились на месте о. Шумшу. Новые острова обладали плоской поверхностью и, по-видимому, больше всего напоминали в это время по характеру рельефа современные мелкие острова Малой Курильской гряды.

Во второй половине верхнего плейстоцена условия рельефообразования вновь сильно изменились. Во-первых, значительно усилилась и стала более разнообразной вулканическая деятельность. В течение этого отрезка времени были сформированы наиболее молодые существенно лавовые стратовулканы и началось образование крупных существенно пирокластических стратовулканов (Пик Фусса и Чикурачки), возникли многочисленные шлаковые и лавовые конусы, экструзивные купола и маары. Причем состав изверженных продуктов изменялся от андезитодацитов до базальтов. Наиболее кислые разности пород — брекчированные двупироксеново-роговообманковые андезитодациты с содержанием SiO_2 около 64% отмечены в самом низу видимого разреза вулканического сооружения Эбеко (Родионова и др., 1966). В начале рассматриваемого этапа была сформирована вулканическая постройка г. Ферсмана, образованная слившимися между собой четырьмя-пятью экструзивными куполами, также сложенными достаточно кислыми разностями двупироксеновых андезитов с содержанием SiO_2 около 58—59% (Горшков, 1967).

Вероятно, появление в начальные моменты новой фазы вулканической активности относительно кислых разностей пород объясняется длительным перерывом вулканической деятельности в пределах этих участков. Подавляющая же масса изверженного материала, как и ранее, имела андезитовый состав. Однако весьма характерно возникновение существенно лавовых стратовулканов, сложенных чередующимися горизонтами андезитовых и базальтовых лав и пирокластиков, а также чисто базальтовых построек гор Смирнова, Землепроходец, Левашова, Кольчужная и др.

Наличие базальтов в разрезах вулканов связывается с поступлением недифференцированной магмы с глубины в периферические камеры этих вулканов (Федорченко, Шилов, 1966). Следует отметить, что по времени появление базальтов совпадает с началом новейшего этапа ареальных излияний на территории Камчатки. Ареальный тип вулканизма был характерен, в частности, для соседней с Парамуширским блоком территории Южной Камчатки.

Самыми крупными вулканическими сооружениями, начавшими формироваться в рассматриваемый отрезок времени, являются вулканы

Чикурачки и Пик Фусса. Первый из них сложен основными двупироксеновыми андезитами и андезитобазальтами, второй — более кислыми пироксеново-роговообманковыми андезитами. Вулкан Пик Фусса начал расти на глубине около 600—700 м на материковом склоне Парамушира, а в конце верхнего плейстоцена (возможно, в начале голоцена) причленился к острову. По-видимому, синхронно с ними образуются вулканы Алаид и Ширинки, расположенные уже за пределами рассматриваемого блока на дне северной части Южно-Охотской глубоководной котловины.

Основание вулканического массива Алаид располагается в настоящее время на глубине около 900—1000 м. Подводная часть постройки образована слившимися основаниями по крайней мере двух крупных вулканов — Алаида и подводного вулкана к северу-западу от него. В связи с тем что вершина северо-западного вулкана срезана абразионной поверхностью, сформированной в период низкого стояния уровня моря в конце верхнего плейстоцена, а на склонах вулкана Алаид подобная форма отсутствует, можно предполагать более древний возраст первой из них. Надводная часть вулкана Алаид сложена по большей части андезитобазальтовыми и базальтовыми породами (авгит-оливиновые андезитобазальты и базальты) и только на вершине, возможно, имеются андезиты (Горшков, 1967). Прекрасная сохранность надводной части вулкана и отсутствие подводной позднеплейстоценовой морской террасы позволяют предполагать, что она была сформирована в конце верхнего плейстоцена — голоцене. На молодой возраст постройки указывает также и достаточно высокая вулканическая активность: сильные извержения вершинного кратера отмечены в 1793, 1854, 1860 и 1894 гг., помимо них в 1933—1934 и 1972 гг. произошли мощные извержения побочных кратеров.

Вулкан Ширинки начал, во-первых, формироваться на глубине не менее 1000 м. В настоящее время большая часть вулканической постройки располагается ниже уровня моря, поэтому время формирования ее установить не удалось. Прекрасная сохранность надводной части вулкана и отсутствие подводной позднеплейстоценовой террасы с несомненностью указывают на ее молодой возраст. Предполагается, что вся постройка была сформирована в течение второй половины верхнего плейстоцена — голоцене.

Во-вторых, как и в конце среднего плейстоцена, формирование рельефа происходило преимущественно в более суровых, чем современные, климатических условиях ледниковой эпохи, при низком положении уровня моря. Суровость климата и большие высоты островной суши (до 1000—1100 м) в пределах развития пород фундамента и до 1500—1600 м (в пределах вулканических участков) создали в это время благоприятные предпосылки для возникновения мощного горно-долинного оледенения. Вполне вероятно, как и на Южной Камчатке, максимального размера достигали ледники во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения. Однако реконструировать ледники I фазы оледенения в настоящее время не представляется возможным, поскольку следы ледниковой деятельности этого возраста в пределах о. Парамушир практически уничтожены во время II фазы оледенения и в последнюю эпоху, а аккумулятивные формы, которые по большей части, вероятно, располагались в пределах современного шельфа, затоплены морем. Следы ледниковой экзарации и остатки сильно размытого и сниженного холмисто-котловинного рельефа обнаружены при дешифрировании аэрофотоснимков только на Шумшу, не имевшего своих ледников, но покрывавшегося ледниками, которые начинались в северо-восточной части Парамушира.

Как уже отмечалось выше, на Парамушире имеются только ярко выраженные в рельефе скульптурные и аккумулятивные формы

II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Оледенение имело типичный горно-долинный характер. Довольно широким распространением пользовались горно-долинные ледники с расширенным концом. Большинство ледников за пределы Парамушира не выходило, но концы некоторых наиболее крупных ледников частично располагались в зоне современного шельфа.

При наиболее низких положениях уровня моря во время I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения территория Парамуширского блока приключалась к Южной Камчатке, образуя вместе с ней единый массив суши, простиравшийся до современного Четвертого Курильского пролива. Во время межстадиала, отделявшего I и II фазы оледенения, произошло формирование комплекса абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Судя по распространению абразионных уступов этих террас, очертания островов были весьма близки к современному.

В голоцене (10,5—0 тыс. лет назад) характер вулканической деятельности и состав изверженных продуктов по сравнению с концом верхнего плейстоцена не претерпели существенных изменений. Однако вулканические проявления были более локализованы. Голоценовая вулканическая деятельность сосредоточилась в северной части хр. Вернадского, а также в районах вулканов Чикурачки, Ломоносова, Татарина и Карпинского (хр. Карпинского). Продолжалась вулканическая деятельность вулкана Пик Фусса, Алаид, Ширинки.

Современный рельеф островов Парамуширского блока имеет достаточно сложное строение, причем современная геоморфология островов Шумшу и Парамушир резко отлична.

Остров Шумшу имеет рельеф денудационно-тектонический, созданный на миоцен-плиоценовых породах, его уплощенная вершинная часть образована 100—120- и 150—170-метровыми абразионными и абразионно-аккумулятивными морскими террасами, созданными во время верхнеплейстоценового межледниковья. Над ними поднимаются только немногочисленные куполообразные вершины, представляющие собой отпрепарированные абразией останцы стойких к размыву пород. Поверхность террас несколько преобразована эрозией и ледниками I фазы верхнеплейстоценового оледенения, но достаточно хорошо сохранилась, имеются крупные участки равнинного рельефа.

По периферии почти повсеместно развита полоса более низких абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас, образованных в течение верхнего плейстоцена и в голоцене. Ширина полосы, как правило, не превышает 3—3,5 км. Узкие (0,1—0,5 км) слабо наклоненные к морю площадки террас отделены друг от друга отчетливыми абразионными уступами, которые в общем параллельны современному берегу. Здесь выделяются: 1) комплекс низких аккумулятивных террас, высотой от 1 до 4—5 м, позднеголоценового возраста; 2) абразионно-аккумулятивная и абразионная 13—15-метровая терраса, сформировавшаяся во время климатического оптимума голоцена; 3) остатки абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 30 до 65 м, возникших в течение верхнеплейстоценового межстадиала.

Голоценовые террасовые уровни наибольшим распространением пользуются вдоль северо-западного побережья острова от м. Чибуйного до м. Курбатова. На остальных участках побережья эти формы встречаются эпизодически. Они имеются, в частности, к северо-западу и юго-востоку от м. Дербешева, в районе бухты Бабушкина, к юго-востоку от м. Курбатова и в некоторых других местах. Нередко поверхность террас погребена под очень мощной (до 20 м) толщей золотых песков, слагающих высокие прибрежные дюны. Последние особенно развиты по северо-западному побережью острова. Очень часто за полосой мор-

ских аккумулятивных террас располагаются обширные заболоченные равнины лагунного происхождения.

Более высокие террасы, сформированные в течение межстадиала, развиты примерно в тех же местах, что и голоценовые. Однако они сильнее разрушены и сохранились в виде небольших по площади обрывков преимущественно в юго-западной части острова, а также в районе м. Курбатова.

Для острова характерна густая сеть долин мелких рек и ручьев. Как правило, большинство долин в верховьях имеет плоское дно, средние и особенно нижние части долин характеризуются V-образным поперечным профилем. К относительно ровной водораздельной части острова приурочено большое количество постоянных и временных озер.

Рельеф о. Парамушир значительно более сложный. Здесь выделяются северо-восточная часть с преобладанием вулканического рельефа, центральная часть, где наибольшим распространением пользуется денудационно-тектонический рельеф, и юго-западная часть с преобладанием вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Отмеченная специфика строения рельефа обусловлена прежде всего различной интенсивностью вулканической деятельности и неодинаковой высотой кровли пород складчатого фундамента острова в каждом из трех участков.

Северный участок характеризуется наиболее мощной вулканической активностью и наименьшей высотой кровли пород фундамента. На побережье миоцен-плиоценовые породы не поднимаются выше 200—250 м, а в центре их выходы отмечены до высоты 400—500 м. Так, по данным геофизических исследований (Бернштейн и др., 1966), вдоль широтного профиля, проходящего через вулкан Эбеко, ровная кровля третичных пород имеет отметки около 170—200 м, т. е. весьма близка к высоте двух верхних уровней морских террас верхнеплейстоценового межледниковья. Максимальная же мощность толщ вулканогенных пород, изверженных в течение второй половины верхнего плейстоцена и голоцена, достигает здесь 900—950 м. На юге участка по субширотному профилю через горы Сабля и Вернадского абсолютные отметки пород фундамента, по-видимому, не превышают 400—500 м (высота морских террас среднеплейстоценового межледниковья), а максимальная мощность вулканогенных пород достигает 500—600 м. Наиболее глубоко опущена кровля древних пород вдоль северо-западного побережья острова, где складчатое основание либо находится ниже уровня моря, либо поднимается всего до высоты 30—40 м. Максимальная мощность четвертичных вулканогенных пород равна здесь 600—900 м.

Насколько можно судить по данным реконструкции (рис. 85, Б), созданные в конце среднего и в верхнем плейстоцене вулканические постройки располагались по всей площади северного участка острова, однако наибольшая их концентрация была, по-видимому, вдоль современной осевой линии северной части хр. Вернадского. Голоценовые же вулканические аппараты локализованы только в пределах осевой части хр. Вернадского. Приуроченность основной массы четвертичных вулканов к оси северного отрезка хр. Вернадского позволяет предполагать наличие здесь крупной длительно существующей ослабленной зоны северо-северо-восточного (20—25°) простирания, живущей по крайней мере с конца среднего плейстоцена. Именно этим, по-видимому, объясняются здесь и максимальные мощности вулканогенных толщ, а соответственно и наибольшие абсолютные отметки вершинной части хребта.

Таким образом, современный горный рельеф северного участка острова обязан своим происхождением двум факторам: тектоническому поднятию территории во второй половине четвертичного периода и мощному вулканизму. Причем основной прирост высоты этой части острова обусловлен вулканической аккумуляцией. Вдоль оси хребта абсо-

лютные отметки пород складчатого фундамента изменяются от 0 до 500 м, а общая высота насаженных на этот фундамент вулканических построек составляет по большей части от 500 до 800 м. Аналогичная картина наблюдается и на западном склоне хребта. На большей части восточного склона хр. Вернадского роль вулканической аккумуляции и тектонических движений в формировании горного рельефа примерно одинакова. И только поднятие восточного побережья предопределено тектоникой, чем и объясняется широкое распространение здесь высоких морских террас. Ведущая роль вулканического фактора хорошо видна еще и из того, что современная поверхность этого участка имеет в значительной мере вулканическое происхождение. Здесь широко развиты первичные участки склонов вулканов и слабо измененные экзогенными процессами обширные массивы лавовых равнин.

Однако в целом вулканический рельеф уже подвергся значительным преобразованиям. Особенно это касается площадей развития средне-верхнеплейстоценовых вулканических образований. Наибольшая роль в разрушении вулканического рельефа принадлежит эрозии постоянных и временных водотоков, морской абразии, сейсмостектоническим обвалам и оползням, а также ледниковой деятельности. Благодаря этим процессам здесь существует густая сеть глубоко (до 400—500 м) врезуемых долин и промоин с V-образным поперечным профилем, на побережье крупные участки вулканических построек абрадируются морем, многие долины имеют явные следы ледниковой экзарации, исключительно широко представлены формы, связанные с сейсмостектоническими обвалами и оползнями.

Центральная часть устроена относительно просто. Вдоль оси острова поднимаются низкорослые и среднегорные массивы южной части хребтов Вернадского и Левинсон-Лессинга. Первый из них характеризуется денудационно-тектоническим рельефом на породах миоцен-плиоценового возраста, а второй — вулканогенно-денудационно-тектоническим рельефом, так как предполагается, что вершинная часть хребта образована слившимися между собой очень сильно разрушенными вулканическими аппаратами верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, сидящими на отложениях складчатого фундамента. Подножья хребтов окружены лестницей средне-верхнеплейстоценовых абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, а вдоль побережья развиты голоценовые абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные морские террасы.

Вулканические постройки второй половины четвертичного периода пользуются здесь ограниченным распространением. К ним относятся существенно лавовый стратовулкан Арсеньева и пять-шесть наиболее мелких форм того же типа, расположенных поблизости от него, а также вулканический массив Ферсмана. Все они сформулированы в среднем-верхнем плейстоцене до II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Голоценовые вулканические формы здесь отсутствуют. Обращает внимание широкое развитие хорошо разработанных речных долин с плоским и относительно широким днищем (долины рек Кохмаюри, Шелеховка, Океанская, Тухарка и др.), тогда как в пределах северо-восточного участка такого рода долин почти нет. По мнению авторов, это объясняется тем, что поднятие центрального участка осуществлялось лишь тектоническими движениями, средняя скорость которых не превышала $1,7 \text{ мм/год}$, тогда как горный рельеф северного участка был сформирован и тектоникой и вулканической аккумуляцией. Причем суммарная скорость поднятия суши вдоль оси северной части хр. Вернадского составляла $4\text{—}9 \text{ мм/год}$, т. е. была в $2,5\text{—}5$ раз больше. Значительные скорости общего поднятия были свойственны и склонам северного отрезка хребта Вернадского. Юго-запад о. Парамушир также характеризуется весьма широким развитием четвертичных вулканических

ких форм рельефа, однако меньшим, чем северо-восточная часть. В особенности это касается наиболее молодых голоценовых вулканических образований, которые приурочены всего к двум участкам: вулканическим группам Чикурачки-Татаринова-Ломоносова и району вулкана Карпинского. В целом складчатый фундамент здесь приподнят выше, как в пределах осевой части хр. Карпинского, так и на его склонах. Абсолютные отметки пород неогенового фундамента достигают 500—600 м. Наиболее высокие участки характеризуются развитием низкогогорного денудационно-тектонического рельефа; вдоль Охотского и Тихоокеанского побережий неогеновые породы срезаны площадками верхнеплейстоценовых морских террас. Обилие выходов гидротермально измененных пород и наличие глубоко врезанных долин послужило предпосылкой для исключительно широкого распространения сейсмостектонических обвалов и оползней, отложения которых занимают обширные площади. В остальном юго-западный участок очень напоминает рассматриваемый выше северо-восточный участок.

Интересно, что почти до конца верхнего плейстоцена юго-западный участок по своим очертаниям являлся почти зеркальным отражением северо-восточного. Однако на заключительном этапе развития эти очертания несколько усложнились в результате причленения к острову вулкана Пик Фусса, который был самостоятельным островом-вулканом близ западного побережья Парамушира.

В целом на Парамушире в настоящее время основная площадь (1100 км², 53% всей площади) занята денудационно-тектоническим рельефом. При этом главная роль принадлежит участкам в разной степени расчлененных средне-верхнеплейстоценовых абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Низкогогорный и особенно среднегорный рельеф имеет явно подчиненное положение. Вулканический рельеф развит на площади около 584 км² (28,5% всей площади острова). В том числе вулканическими образованиями конца верхнего плейстоцена-голоцена занято около 289 км² и среднего-верхнего плейстоцена — около 295 км². С учетом размытых и погребенных участков средне-верхнеплейстоценовых вулканических построек, площадь их наибольшего распространения оценивается в 450—500 км². Прочие аккумулятивные образования занимают около 374 км² (18% всей площади). Из них приходится на холмистый рельеф на обвальных и оползневых отложениях — 223 км², морские и аллювиальные аккумулятивные равнины преимущественно голоценового возраста — 96 км², ледниковые формы и флювиогляциальные равнины II фазы верхнеплейстоценового оледенения (в сумме) — 28 км².

Начиная со среднего плейстоцена площадь и высота суши островов Парамуширского блока последовательно увеличиваются. Аналогичная тенденция, по-видимому, отмечается и в настоящее время. Современная эпоха отличается наибольшей площадью и высотой суши для периодов высокого стояния уровня моря. Однако максимальная площадь суши (~8000 км²) за весь четвертичный период наблюдалась, вероятно, в конце верхнего плейстоцена 18—20 тыс. лет назад, когда обнажились обширные участки современного шельфа, а рассматриваемый район соединялся с п-овом Камчатка.

Онекотанский блок

Онекотанский блок внутреннего хребта располагается непосредственно к юго-западу от Парамуширского, отделяясь от него Четвертым Курильским проливом. Южной границей является один из самых глубоких на Курилах пролив Крузенштерна. Общая длина блока составляет около 190 км. Подножье северо-западного склона располагается на глубинах 2000—3000 м, юго-восточного — на глубинах от 300 до

2000 м. В отличие от парамуширского онкотанский блок имеет четкую границу с находящимся к востоку от него отрезком внешнего хребта, которая проходит по понижению, разделяющему эти образования. Ширина внутреннего хребта по подножью остается здесь почти постоянной, меняясь лишь в пределах 100—120 км. Вершинная часть хребта террасированная. Повсеместно прослеживается подводная терраса, бровка которой располагается на глубине 130—140 м. Отмечаются и глубже расположенные террасовидные ступени, особенно в пределах верхней части тихоокеанского склона. Вдоль осевой линии хребта располагаются о-ва Онкотан, Харимкотан, Шиашкотан и Ловушки.

Наблюдается существенная разница в строении рельефа тихоокеанского и охотского склонов хребта. Если юго-восточный, тихоокеанский, склон сложен неогеновыми породами и характеризуется денудационно-тектоническим рельефом, то северо-западный, охотский, имеет денудационно-тектонический рельеф лишь в верхней части, а в пределах средней части его и у подножья повсеместно развит вулканический рельеф. Причем отдельные вулканы и вулканические массивы здесь настолько велики, что поднимаются выше уровня моря, образуя о-ва Маканруши, Экарма, Чиринкотан, Ловушки. Заметно отличается рельеф и разных участков островной суши: для о-вов Чиринкотан, Экарма, Маканруши и Харимкотан характерен вулканический рельеф, о. Онкотан — вулканический и вулканогенно-денудационно-тектонический, о. Шиашкотан — вулканический, денудационно-тектонический и вулканогенно-денудационно-тектонический.

Наиболее крупным (площадь 425 км²) и высоким (максимальная высота 1324,8 м) является о. Онкотан, площадь и максимальная высота о-вов Шиашкотан — соответственно 122 км² и 934 м, Маканруши — 49 км² и 1170,7 м, Харимкотан — 68 км² и 1157,8 м, Экарма — 30 км² и 1170 м, Чиринкотан — 6 км² и 724 м, Авось — 0,03 км² (в сумме) и 34 м, Ловушки — 0,15 км² (в сумме) и 42 м.

Как и в пределах Парамуширского блока, главными возрастными реперами для датировки четвертичных вулканических образований и основных событий новейшего периода развития рельефа являются морские террасы. Онкотанский блок по набору морских террас, строению их отложений и высоте весьма близок к Симуширскому и Урупскому блокам. Во всех этих районах отмечены: 1) современный пляж; 2) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 7 м; 3) абразионно-аккумулятивная и абразионная 20—25-метровая терраса; 4) абразионно-аккумулятивная 40—45-метровая терраса; 5) комплекс абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой 80—100 м; 6) абразионная и абразионно-аккумулятивная 178—190-метровая терраса; 7) абразионная и абразионно-аккумулятивная (?) 230—250-метровая терраса; 8) абразионная и абразионно-аккумулятивная (?) 390—420-метровая терраса.

Комплекс террас рассматриваемого участка, названного нами центральным, в целом аналогичен таковому Парамуширского блока. Однако высота террас здесь несколько выше.

В пределах центрального участка наблюдается максимальная на Курилах (до 7 м) высота аккумулятивных морских террас. Наиболее характерны террасовые уровни высотой 2, 3, 4—5 и 7 м. По данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений из почвенно-пирокластического чехла самой высокой 7-метровой террасы на о. Симушир (рис. 86) видно, что и она сформировалась во второй половине голоцена. Таким образом, можно предполагать, что комплекс аккумулятивных морских террас центрального участка в целом одновозрастен таковому северного и имеет возраст не более 4—4,5 тыс. лет. С 14—16-метровой террасой Парамуширского блока, вероятно, коррелируется близкая к ней по морфологии, строению отложений и положению в сис-

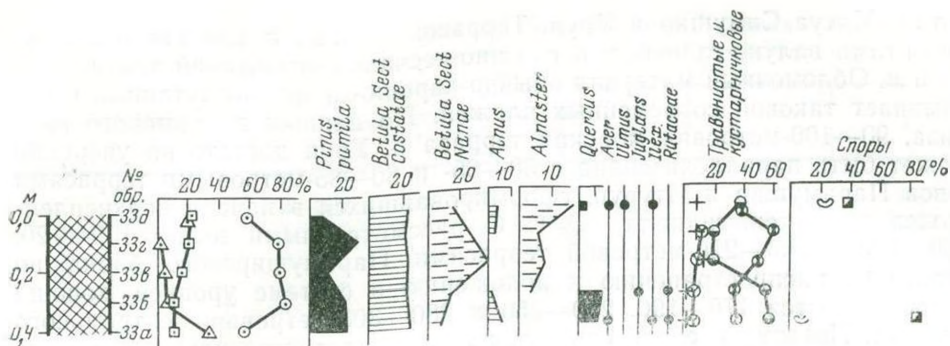


Рис. 86. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о. Симушир

Условные обозначения см. рис. 84

теме уровней 20—25-метровая абразионная и абразионно-аккумулятивная терраса. Последняя развита на о-вах Симушир (перешеек Косточко, юго-западный берег бухты Мильна и м. Ожидания), Уруп (п-ов Кастрикум и о-ва Таира) и Шиашкотан. Эта терраса имеет незначительную ширину и сохранилась в виде небольших обрывков. Можно предположить, что одинаковые по морфологии, строению отложений и положению в системе террасовых уровней 14—16-метровая терраса северного и 20—25-метровая южного участков являются одно-возрастными и сформировались во время термического оптимума голоцена около 7—7,5 тыс. лет назад.

На о. Шиашкотан 40—45-метровая терраса имеет покров из валунно-галечных и валунно-галечно-песчаных отложений мощностью до 5—6 м. Результаты изучения диатомовой флоры из террасовых отложений м. Гротового, проведенного Е. Г. Лупкиной по сборам Д. С. Стратулы, свидетельствуют о формировании нижней части разреза в прибрежно-неритической зоне моря. Характерный комплекс диатомей здесь представлен: *Porosira glacialis* (Grun.) Jörg.—2, *Thalassiosira gravis* Cl.—3, *Cocconeis scutellum* var. *parva* Grun.—2, *C. costata* Greg.—4, *C. californica* Grun.—2, *Achnanthes groenlandica* Grun.—3. Вверх по разрезу обилие морских видов снижается и одновременно возрастает численность пресноводных. Наиболее характерными для верхней части разреза являются: *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun., *Rhoicosphenia curvata* (Kütz.) Grun., *Cocconeis costata* Greg., *Pinnularia borealis* Ehr. Экологический состав флоры верхов разреза отражает условия осадконакопления близкие к экстуарным. Отсутствие вымерших форм и близкие к современным климатические условия времени формирования осадков могут указывать на то, что накопление всей толщи происходило не ранее второй половины плейстоцена. 40—45-метровая терраса параллелизуется с 30—35-метровой морской террасой Кунашира, вложенной здесь в 80—85-метровую с абсолютным возрастом около 45 тыс. лет. Следовательно, формирование рассматриваемой террасы ограничено интервалом времени между 20—22 (предполагаемое начало II фазы верхнеплейстоценового оледенения) и 45 тыс. лет назад. Учитывая это, а также климатические условия времени накопления террасовых отложений, наиболее вероятно, что она образовалась во второй половине эпохи новоселовско-липовского потепления Сибири (30—22 тыс. лет назад, по Н. В. Кинд, 1972), т. е. около 25 тыс. лет назад.

Комплекс 55—65-метровых террас Парамуширского блока хорошо сопоставляется с комплексом аналогичных террас высотой 70—100 м в пределах центрального участка. Абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы высотой 70—100 м широко развиты на о-вах Шиаш-

котан, Матуа, Симушир и Уруп. Террасовые осадки представлены горизонтами валуно-галечных и галечно-песчаных отложений мощностью 3—5 м. Обломочный материал обычно хорошо- и среднеокатанный и напоминает таковой современных пляжей. По данным диатомового анализа, 90—100-метровая морская терраса о. Уруп достаточно уверенно может быть параллелизована с 60—65- и 80—85-метровыми террасами о-вов Парамушир и Итуруп, сформировавшихся в начале верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3). С рассмотренными выше 100—120, 160—170 и 200—220-метровой террасами Парамуширского блока по строению, распространению и положению в системе уровней хорошо сопоставляются 170—190, 230—250 и 280—300-метровая центрального участка. Поэтому все они относятся к верхнеплейстоценовому межледниковью.

В пределах центрального участка наиболее высокая 390—420-метровая терраса о-ва Шиашкотан с маломощным (1—2 м) чехлом валуно-галечно-песчаных отложений пляжевого типа. Отличительной особенностью этих отложений является обилие кислой пирокластики. Предполагается, что 390—420-метровая терраса коррелируется с 280—300-метровой Парамуширского блока и относится ко второй половине среднего плейстоцена.

Основываясь на предполагаемых относительных датировках морских террас и их высотах в настоящее время, по формулам (1) и (2) была рассчитана средняя скорость тектонического поднятия Онекотанского, Симуширского и Урупского блоков. В качестве маркирующих террасовых уровней были взяты 20—25, 40—45, 90—100 и 280—300-метровая морские террасы и допуская, что они сформировались соответственно во время термического максимума голоценового оптимума (7—7,5 тыс. лет назад), в конце и начале верхнеплейстоценового межледниковья (125 тыс. лет назад). Для всех возрастных интервалов эта скорость оказалась равной примерно 2,3—2,4 мм/год. По формулам (3) и (4) была рассчитана также и высота всех предполагаемых террас (табл. 15). Суммарная амплитуда тектонического поднятия Онекотанского блока (а следовательно, Симуширского и Урупского) за средний плейстоцен — голоцен оценена в 740 м.

В связи с недостаточным количеством имеющихся материалов истории развития рельефа Онекотанского блока в начале новейшего геоморфологического периода может быть восстановлена в очень схематичном виде.

Условно верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые образования выделены лишь на о. Онекотан. Наибольшим развитием они пользуются в северной части острова, слагая хр. Шестакова, а также возвышенности Асырминтар, Верблюд, Петра, Платформа и др. В разрезах преобладают вулканогенные породы разного состава (от базальтов до дацитов), однако встречаются и горизонты вулканогенно-осадочных отложений. Характерно наклонное залегание слоев, поскольку развитые здесь толщи слагают фрагменты вулканических построек центрального типа, сильно разрушенных и в настоящее время уже не выраженных в рельефе. Аккумуляция вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ происходила частично либо в прибрежной зоне неглубокого моря, либо в субаэральных условиях. В частности, в основании мощного (до 200 м) лавового покрова г. Платформа имеются лавы с шаровой отдельностью, указывающие на то, что первые порции лавы изливались прямо в воду. Близкие по характеру толщи слагают хр. Медный на юго-западной окраине о. Онекотан.

Породы верхних частей разреза имеют обратную намагниченность, что позволило В. А. Бернштейну, изучавшему эти образования в 1965 г., считать их по возрасту верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовыми. На подобный возраст указывают и другие признаки, отличающие рассматри-

Абсолютные высоты морских террас центрального звена Курильских островов

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				
		Возраст моментов террасообразова- ния, тыс. лет	Уровень моря по отношению к совре- менному, м	1	2	3
Голоцен	Q ₄	2—2,5	—2—2,5	2,3—2,4	3,4	3—3,5
		4—4,5	—4—4,5		6	6—7
		6—6,5	0		15	—
		7—7,5	3—3,5		21	20—25
		8,5	—20—30		—5	—
		9,8	—40—50		—22	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80		—49	—
		12,2	—30—90		—53	—
		15	—90—110		—65	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		46	40—45
		35	0		82	80—85
		45	—10—15		93	90—100
	Q ₃ ²	55—59	—50—60		79	—
		63—65	—100—120		40	—
	Q ₃ ¹	75—80	5		181	170—190
		105	0		247	230—250
		120—130	10—15		306	280—300
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		388	390—420
		175	0		411	
		190	0		446	
	Q ₂ ¹	220	0		517	—
		260—270	0		623	—
		290—300	0		693	—

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

ваемые толщи от более древних, неогеновых, и более молодых, среднеплейстоценовых-голоценовых, образований. Во-первых, эти толщи не дислоцированы подобно породам миоцен-плиоценового возраста, а сохраняют первичные углы наклона слоев за исключением зон, непосредственно примыкающих к разрывным тектоническим нарушениям. Во-вторых, в отличие от среднеплейстоценовых-голоценовых толщ, участвующих в строении выраженных в рельефе вулканических построек, слагаемые ими вулканы настолько сильно преобразованы, что не поддаются реконструкции геоморфологическими методами. В целом рассматриваемые толщи очень напоминают широко развитые на Камчатке надкавказские образования тумрокского и керукского комплексов и параллелизуемые с ними толщи, имеющие верхнеплиоценовый возраст.

Еще более условно к описываемому этапу может быть отнесена часть вулканов охотского склона внутреннего хребта. Имеющиеся здесь вулканические постройки ассоциируются с рассекающими этот склон разрывными разрушениями. Судя по прекрасной сохранности вулканов и продолжающейся в настоящее время вулканической активности, все

они имеют достаточно молодой возраст. Поэтому вполне вероятно, что наиболее древние из них возникли в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене, синхронно с самым мощным на Камчатке ранним этапом базальтового ареального вулканизма и временем формирования крупных щитообразных вулканов.

Опираясь на приведенные выше соображения, можно предполагать, что в начале верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового этапа Онекотанский блок был относительно поднят и характеризовался преобладанием денудационно-тектонического рельефа. Рельеф вулканического происхождения наблюдался только в пределах современного о. Онекотан. Формирование рельефа во второй половине этапа проходило, по-видимому, в условиях нисходящих тектонических движений, что обусловило исчезновение или очень сильное сокращение площади суши даже в пределах осевой части внутреннего хребта. Опускание сопровождалось образованием зоны растяжения и мощным базальтовым вулканизмом у подножья и в нижней части охотского склона хребта. вполне вероятно, что причиной растяжения была разница в скоростях опускания дна Южно-Охотской котловины и внутреннего хребта, отстававшего в погружении.

В меньшей мере вулканизм этого возраста проявился на территории Онекотана, где образовались мощные базальтовые покровы, характеризующиеся обратной намагниченностью лав. Остатки этих покровов имеются в настоящее время к югу от вулкана Немо, в северной и в районе г. Туман (846,4), в юго-восточной части острова. Возможно также, что в конце этапа возникли сильно разрушенные щитообразные базальтовые вулканы Шестакова и Кржижановского, хотя не исключено, что они могут иметь и более молодой возраст.

В конце нижнего плейстоцена, т. е. перед началом более молодого этапа, площадь островной суши в пределах блока оставалась еще незначительной. Можно предполагать, что небольшой остров, сложенный породами верхнего плиоцена — нижнего плейстоцена, существовал на месте юго-западной окраины Онекотана (хр. Медный). На месте остальных о-вов Онекотанского блока суша отсутствовала.

Начало этапа совпадает с периодом резкой активизации восходящих тектонических движений, свидетелями которых являются поднятые морские террасы, максимальная высота которых достигает на Шиашкотане 400—420 м. На Онекотане четко выраженных в рельефе высоких морских террас нет. Однако на значительное воздымание территории указывает поднятая до высоты около 270 м подошва лавового покрова в районе г. Платформа, находившаяся ранее ниже уровня моря. Вместе с расположенными к югу Симуширским и Урупским блоками Онекотанский блок характеризовался максимальными на Курилах скоростями тектонического поднятия в течение среднего плейстоцена — голоцена, которые достигали в среднем 2,3—2,4 мм/год.

Воздымание сопровождалось мощным вулканизмом смешанного типа. В пределах островной суши раньше других вулканические постройки возникли на о. Шиашкотан. В северной части острова наиболее древние из них имеют предположительно среднеплейстоценовый возраст, поскольку в районе г. Бескорыстия они срезаются 400—420-метровой абразионно-аккумулятивной морской террасой, сформировавшейся во время межстадиала, разделявшего две крупные стадии наступания среднеплейстоценовых ледников. Фундаментом вулканов является кровля неогеновых пород, которая поднимается здесь до высоты 200—250 м. Для этого времени были характерны мелкие существенно лавовые стратовулканы, окруженные мощными (до 40—50 м) лавовыми потоками. По данным Д. С. Стратулы (1969), в разрезах вулканов наблюдается заметное преобладание лав над пирокластикой: соотношение между ними в низах разрезов 8 : 2, в верхней части 6 : 4, в целом

по комплексу 7:3. Состав пород нижней части разреза базальтовый и андезитобазальтовый, верхней части — андезитобазальтовый и андезитовый. Расположение вулканов типичное линейно-гнездовое.

Несомненно, как и ранее, наиболее интенсивная вулканическая деятельность имела место в пределах северо-западного склона хребта. Возможно даже, что эта интенсивность стала больше, поскольку увеличение контрастности тектонических движений на границе между поднимающимся внутренним хребтом и продолжающим опускаться дном Южно-Охотской котловины еще более способствовало процессу растяжения, а следовательно, и усилению вулканизма.

К концу среднего плейстоцена площадь островной суши в пределах Онекотанского блока заметно увеличилась: группа островов с вулканическим и денудационно-тектоническим рельефом существовала на месте современного Онекотана, довольно крупные фрагменты суши появились на месте северной и южной части Шиашкотана. В связи с тем что на Шиашкотане на дневную поверхность были выведены породы неогенового фундамента, здесь наряду с вулканическим и денудационно-вулканическим существовали участки вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Максимальная высота островов, по-видимому, не превышала 500—600 м, поэтому в таких условиях, даже несмотря на сильное планетарное похолодание климата во второй половине среднего плейстоцена, крупного оледенения на островах быть не могло. Возможно только существовали небольшие каровые ледники и фирновые поля в пределах наиболее высоко приподнятых участков.

Во время верхнеплейстоценового межледниковья при быстром подъеме уровня моря площадь суши несколько сократилась по сравнению с предыдущей ледниковой эпохой. Однако в связи с общим тектоническим поднятием территории и непрерывным вулканизмом острова продолжали расти и к концу межледниковья достигли высоты 600—700 м (северная часть Шиашкотана, район хр. Медного на Онекотане). Тип и масштабы вулканической деятельности не претерпели существенных изменений: по-прежнему продолжали расти небольшие существенно лавовые стратовулканы (о. Шиашкотан). Несколько увеличилась лишь доля пирокластического материала в разрезах вулканов. То же самое, вероятно, можно предполагать и в отношении подводного вулканизма северо-западного склона хребта. Не исключено, что в результате продолжающейся вулканической деятельности здесь появились первые острова-вулканы.

Характерными формами верхнеплейстоценового межледниковья являются прекрасно выраженные абразионные и абразионно-аккумулятивные морские террасы, имеющие в настоящее время высоту от 160—170 до 280—300 м. Лучше других они сохранились на Шиашкотане. Вторая половина верхнего плейстоцена отличается на островах Онекотанского блока резким усилением кислого эксплозивного вулканизма. Формирование рельефа происходит в условиях непрерывного тектонического поднятия территории при низком положении уровня моря, характерного для ледниковых эпох.

В наибольшей степени кислый вулканизм был свойствен северной части Онекотана. В течение второй половины верхнего плейстоцена, по приблизительным подсчетам автора, здесь было выброшено 45—50 км³ пирокластического андезитодацитового материала. Выбросы пирокластических кальдер были связаны с образованием трех крупных эксплозивно-обвальных кальдер. Диаметр более древней (Немо-I) из них около 9 км, а площадь 60—65 км², средней по возрасту (Немо-II) — около 6 км и площадь 30 км², а самая молодая (Немо-III), возникшая приблизительно 24 500 лет назад (КСМ-443, 24 500 ± 740 лет назад), имеет размер 6 × 4 км и площадь около 15 км². Выброшенный пирокластический материал образовал обширные пемзоигнимбритовые покровы, остат-

ки которых сохранились в настоящее время в окрестностях вулкана Немо.

Два крупных центра кислого вулканизма располагались также на Шиашкотане, в районе вулканов Синарка и Кунтоминтар. На северо-восточном побережье острова мощность пирокластических отложений достигает 250—300 м. Характерна различная степень спекания выброшенного материала: от сильно спекшихся лаваподобных до относительно рыхлых неспекшихся разностей. Аналогичные образования наблюдаются и в окрестностях вулкана Кунтоминтар. Значительные мощности и довольно широкое распространение сохранившихся фрагментов пирокластических покровов позволяют предполагать, что была выброшена достаточно большая масса пирокластического материала. По приблизительным подсчетам И. В. Мелекесцева, общий объем пирокластиков мог достигать 8—10 км³. Пирокластические толщи имеют андезитовый состав с содержанием SiO₂ около 59—80% (Горшков, 1967). В районе вулкана Кунтоминтар (бухта Закатная) установлено наложение пирокластического покрова на морские отложения 40—45-метровой террасы, образовавшейся около 25 тыс. лет назад. Отсутствие почвенно-пирокластического чехла на морских отложениях указывает на то, что пирокластическая толща перекрыла морские осадки, когда те либо находились еще ниже уровня моря, либо только что появились на дневной поверхности. Подобные взаимоотношения показывают, что пирокластический покров образовался в конце верхнеплейстоценового межстадиала, непосредственно перед началом II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Вполне вероятно, что близкий возраст имеют и пирокластические покровы в районе вулкана Синарка. Интересно, что, несмотря на значительные объемы выброшенного пирокластического материала, на Шиашкотане крупных отрицательных вулканических форм рельефа не образовалось, что очень необычно. Уникально также и то, что в отличие от остальных районов кислого вулканизма Камчатки и Курильских островов туфы и игнимбриты образуют здесь типичные вулканы центрального типа.

Несмотря на относительное увеличение роли эксплозивного кислого вулканизма, подавляющая масса изверженных вулканических продуктов имела андезитобазальтовый и базальтовый состав. На Онекотане в это время был сформирован вулкан Тао-Русыр (объем 50—60 км³) и Пра-Немо, сложенные преимущественно базальтовыми лавами.

В это же время, по-видимому, возникли гигантские вулканические массивы Маканруши, Экарма и Авось, также сложенные основными породами. Общий объем надводных и подводных частей этих построек составляет, по подсчетам автора, соответственно 450—500, 350—400 и 300 км³. Во второй половине верхнего плейстоцена была создана часть подводной постройки вулкана Чиринкотан, а также многие подводные вулканы северо-западного склона хребта, не достигшие дневной поверхности.

Во время похолодания климата в начале эпохи верхнеплейстоценового оледенения о-ва Онекотан и Шиашкотан, а возможно, Экарма и Маканруши поднимались над уровнем моря на высоту до 900—1200 м. Поэтому наиболее высокие их части могли быть центрами оледенения. Однако, как указывалось в начале раздела, никаких следов I фазы оледенения на о-вах Онекатанского блока не обнаружено. Можно лишь условно предполагать, что оледенение ввиду небольшой площади высокой суши и близости моря имело небольшие размеры.

Во время похолодания, соответствующего II фазе верхнеплейстоценового оледенения, названные острова имели еще большие высоты над уровнем моря, достигавшие 1000—1300 м. Поэтому все они, несомненно, были центрами оледенения. Однако ограниченное развитие ледниковых скульптурных и аккумулятивных форм рельефа также указы-

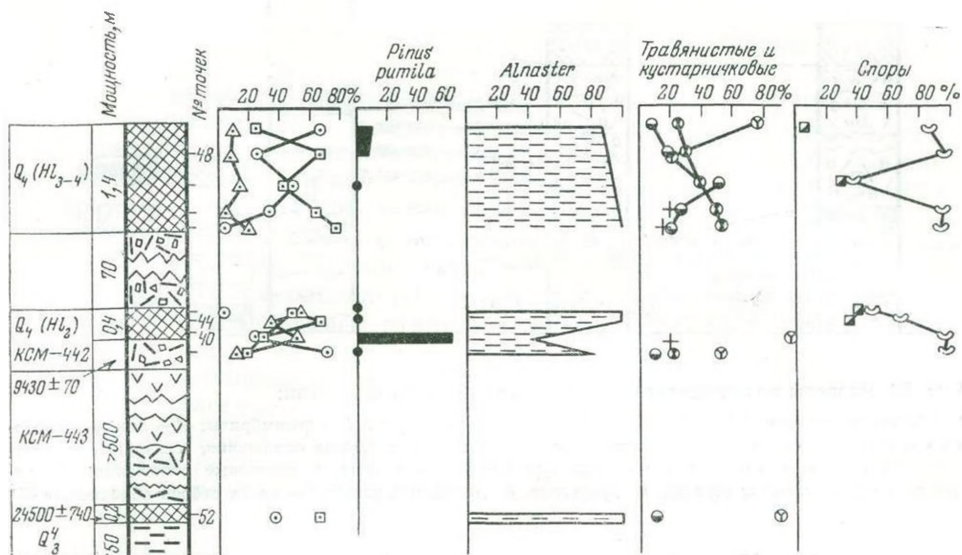


Рис. 87. Сводный разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений о. Онекотан

Условные обозначения см. рис. 84

вают на сравнительно небольшой масштаб оледенения. Преобладали небольшие долинские и каровые ледники и фирновые поля на поверхности наиболее высоко приподнятых горизонтальных или слабо наклоненных площадок вулканических плато. По-видимому, самые крупные ледники были приурочены к хр. Медному на Онекотане и северной части Шиашкотана. В. Ф. Канаев (1960, 1961), Г. С. Горшков (1967), Д. С. Стратула и Б. В. Стырикович (1967) указывают на существование ледниковых форм рельефа на о-вах Онекотан, Шиашкотан, Маканруши, Симушир, Расшуа и Уруп. Однако работы автора не подтвердили столь широкого распространения ледниковых образований. К предположительно скульптурным ледниковым формам оказалось возможным отнести лишь похожие на трог формы в южной части о. Онекотан. Небольшие по площади участки (суммарная площадь $\sim 1 \text{ км}^2$) распространения предположительно ледниковых отложений описаны в северной части о. Шиашкотан к западу и юго-западу от высоты 944,4.

На всех остальных островах достоверных следов ледниковой деятельности не обнаружено. Все так называемые «ледниковые» образования на этих островах оказались формами другого происхождения. Наиболее часто, как и на Парамушире, к следам четвертичной ледниковой деятельности относили обвальные цирки и обвальные отложения, действительно очень широко распространенные на этих островах. На Шиашкотане (Стратула, Стырикович, 1967) к ледниковым отложениям были отнесены валунники типичного пляжевого облика, залегающие на поверхности высокой морской террасы.

Главной причиной отсутствия оледенения на островах среднего и отчасти южного звеньев Курильской гряды являются относительно малые абсолютные отметки (менее 1400—1500 м) и сравнительно небольшое ухудшение климатических условий (по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов) в ледниковые эпохи по сравнению с межледниковьями, обусловленное смягчающим влиянием океана (рис. 87).

В течение межстадиала, разделяющего I и II фазы верхнеплейстоценового оледенения, на островах был сформирован комплекс абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, имеющих в настоящее время

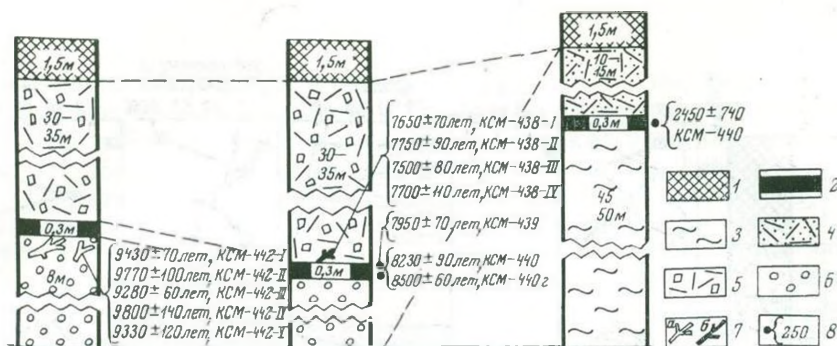


Рис. 88. Разрезы позднечетвертичных отложений о-ва Онекотан:

1 — почвенно-пирокластический чехол; 2 — погребенные почвы; 3 — игнимбриты; 4 — пемзы дацитового состава; 5 — отложения пирокластических потоков и взрывные отложения, связанные с образованием кальдеры Тао-Русыр; 6 — вулканогенно-пролювиальные и лахаровые отложения; 7 — погребенные растительные остатки; а) древесина, б) древесный уголь; 8 — места отбора образцов на C^{14}

высоту от 40—45 до 90—100 м. Как и более древние террасовые уровни, наибольшим развитием они пользуются на Шиашкотане.

В голоцене тектоническое поднятие островов и интенсивный вулканизм продолжались по-прежнему. Однако тип вулканической деятельности несколько изменился. В частности, почти прекратились массовые выбросы пирокластики. Главная вулканическая деятельность сосредоточилась на крупных существенно пирокластических стратовулканах Пик Креницына, Немо, Экарма и экструзивных массивах о. Харимкотан и вулкана Синарка. Образование экструзивных куполов также сопровождалось возникновением пирокластических потоков. Однако объем последних не превышал долей $км^3$, редко достигая 1—1,5 $км^3$. В целом же голоценовый вулканизм является закономерным продолжением вулканизма предшествующего верхнеплейстоценового этапа.

Достаточно показательна в этом отношении история голоценового вулканизма на вулкане Тао-Русыр (о. Онекотан). В конце верхнего плейстоцена последний представлял собой крупный базальтовый щитообразный вулкан с диаметром основания около 18—20 км и высотой 1300—1400 м. Однако в начале голоцена параллельно с породами базальтового состава начали извергаться дацитовые пемзы, которые, вероятно, были связаны с ростом кислых экструзивных куполов на вершине вулкана. Горизонты пемзы наблюдались Г. С. Горшковым (1967) в верхних частях разреза вулкана, а выброшенная при образовании тефра аккумулировалась в почвенно-пирокластическом чехле на склонах вулканического конуса. Извержения сопровождались возникновением лахаров, захватывающих при движении большое количество растительных остатков. Наличие органических остатков в почвенно-пирокластическом чехле и в лахаровых отложениях позволило установить (по методу C^{14}) абсолютный возраст крупнейших извержений и восстановить картину вулканической активности в течение голоцена (рис. 88).

В интервале от 9500 до 8000 лет назад преобладали выбросы дацитовых пород. Наиболее крупные извержения имели место около 9300, 8500—8600 и 8000—8100 лет назад (Алексеев и др., 1971). Приблизительно 7500 лет назад (7500 ± 80 лет, КСМ-438-III) произошел гигантский взрыв, сопровождавшийся выбросом ювенильной андезитовой пирокластики объемом 10—12 $км^3$ и возникновением округлой эксплозивной воронки диаметром 7,5 км, в которой впоследствии вырос крупный (объем более 5—6 $км^3$) существенно пирокластический стратовулкан Пик Креницына, действующий и в настоящее время.

Исключительно интересную голоценовую вулканическую форму имеет сложно построенный экструзивный массив о. Харимкотан. Он образован множеством слившихся между собой экструзивных куполов и ассоциирующихся с ними мощных толщ направленных взрывов и отложений пирокластических потоков. В настоящее время выражено в рельефе 10 экструзивных куполов, самый молодой из которых вырос во время извержения 1933 г. Общее же число подобных куполов, несомненно, во много раз больше. Насколько можно судить по результатам последнего и следам предыдущих извержений, каждое из них начинается мощным направленным взрывом, разрушающим часть старой постройки и образованием открытого кратера шириной 1—2 км. Непосредственно вслед за этим следует извержение значительных объемов (до 1 км³) ювенильной пирокластики, часть которой идет на образование пирокластических покровов, а часть уносится за пределы вулканической постройки. В заключительную стадию извержения происходит рост сложно построенного экструзивного купола. Таким образом, происходящие здесь извержения до мельчайших деталей напоминают хорошо изученные современные извержения вулканов Безымянного и Шивелуч на Камчатке. Близка к ним и сама вулканическая постройка в целом.

На Онекотане в настоящее время первичный, очень слабо измененный вулканический рельеф позднеплейстоценового-голоценового возраста распространен на площади 260 км² (60% всей территории). Наиболее крупными формами являются базальтовый щитообразный вулкан Тао-Русыр, существенно пирокластические стратовулканы Пик Креницына и Немо, эксплозивная воронка Тао-Русыр и ассоциирующийся с ней обширный покров, сложенный взрывными отложениями и ювенильным пирокластическим материалом. Слабо- и среднеразрушенный верхнеплейстоценовый рельеф занимает площадь около 70 км² (16% всей территории). К верхнеплейстоценовым вулканическим образованиям относятся эксплозивно-провальные кальдеры Немо-I, Немо-II, Немо-III и связанные с ними остатки пемзоигнимбритовых покровов, базальтовые щитообразные вулканы Пра-Немо и Кржижановского. Таким образом, молодой вулканический рельеф распространен на $\frac{3}{4}$ всей площади острова. В остальной его части развит преимущественно денудационно-вулканический рельеф, возникший на месте сильно разрушенных вулканов верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста.

Отличительная особенность Онекотана — отсутствие высоких абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Весьма слабо развиты и аккумулятивные равнины экзогенного происхождения. Возможно, что главная причина этого мощная вулканическая аккумуляция, приводящая к быстрому росту площади и высоты острова. Относительно более распространены холмистые равнины, сложенные обвальными и оползевыми отложениями, их общая площадь составляет около 20 км². Вполне вероятно, что толчком к образованию обвалов служили мощные вулканические взрывы.

Повсеместно распространены эрозионные формы рельефа, связанные с деятельностью постоянных и временных водотоков. Большинство долин имеет V-образный профиль. Речные долины с плоским дном практически отсутствуют. Столь же широко развиты формы рельефа абразионного происхождения.

На Шиашкотане также доминирует вулканический рельеф. Однако площадь распространения молодого вулканического рельефа невелика. Он занимает здесь около 16 км² всей территории. Сюда относятся небольшие вулканы центрального типа, экструзивные купола и пирокластические покровы вулканических массивов Синара и Кунтоминтар. Гораздо большие площади заняты слабо и среднеразрушенными вулканическими образованиями среднего-верхнего плейстоцена, которые по-

крывают здесь около 56 км^2 (46% всей территории). В сумме вулканический рельеф развит на 60% всей площади острова.

Денудационно-тектонический рельеф на породах неогенового фундамента распространен только в центральной части острова, где развиты высокие верхнеплейстоценовые абразионные и абразионно-аккумулятивные террасы. Общая площадь, занятая этим типом рельефа, не превышает $15\text{--}16 \text{ км}^2$ (13%) всей территории. Относительно большие площади (21 км^2 , 17% всей территории) имеют холмистые равнины, сложенные мощными (более 100 м) толщами обвальных и оползневых отложений. Возникновению обвалов здесь особенно благоприятствует исключительно широкое развитие измененных пород.

На всех остальных островах имеет место только вулканический рельеф. Последний развит на о-вах Авось и Ловушки, где надводные части вулканических построек почти нацело уничтожены абразией. Молодой вулканический, почти неизменный рельеф характерен для Чиринкотана и западной части Экармы. Здесь наблюдается несколько мелких слившихся между собой вулканических конусов. Склоны вулканов уже в значительной мере разрушены. Наряду с эрозионной деятельностью и морской абразией ведущим фактором разрушения вулканических построек являются многочисленные обвалы и оползни. Прежними исследователями (Мархинин, 1967 и др.) эти формы принимались за следы деятельности верхнеплейстоценовых ледников. На Маканруши холмистые равнины обвально-оползневого происхождения занимают около 40%, а на Экарме — около 15% общей площади островной суши.

Современная эпоха характеризуется наиболее высоким стоянием суши по сравнению со всеми предыдущими эпохами четвертичных морских трансгрессий. Это обусловлено прежде всего тем, что на заключительных этапах развития рельефа в результате вулканической деятельности возникли отличающиеся значительной высотой крупные существенно пирокластические стратовулканы, вершины которых являются одновременно и высшими точками большинства островов. Однако в результате эвстатического поднятия уровня моря после таяния верхнеплейстоценовых ледников общая площадь островной суши значительно сократилась по сравнению с эпохой максимального продвижения ледников в конце верхнего плейстоцена. В то время о-ва Онекотан, Шнашкотан, Харимкотан и Ловушки соединялись между собой, образуя вытянутый в северо-восточном направлении единый массив суши длиной более 150 км. Но в связи с тем что высоких вулканов тогда не было, максимальная высота островов над уровнем моря не превышала современную.

Симуширский блок

Это наиболее протяженный из всех блоков внутренней дуги Курильских островов. Общая его длина составляет более 250 км, простираение северо-восточное. Граница между ним и Онекотанским блоком проходит по оси пролива Крузенштерна, а между ним и более южным Урупским блоком — по проливу Буссоль. В отличие от всех остальных участков подножье тихоокеанского склона внутреннего хребта доходит непосредственно до оси Курило-Камчатского глубоководного желоба, а не отделяется от него внешним хребтом (рис. 81, и). Поэтому тихоокеанский склон хребта по высоте (9220—10 900 м) в 2—2,5 раза превосходит охотский склон (3800—4700 м).

Вершинная поверхность хребта террасирована. Однако среди подводных террасовидных ступеней имеется лишь 130—140-метровая морская терраса. Более глубоко расположенные террасовидные ступени на склонах хребта не выражены, хотя в проливе Буссоль абразионная по-

верхность, срезающая находящийся здесь вулканический хребет, опущена на глубину от 515 до 600 м (Безруков и др., 1958). Г. Б. Удинцев (1955) указывает также на существование обширной террасовидной ступени на юго-восточном склоне хребта на глубинах 2500—3000 м. Ее ширина достигает 70 км, а длина 130 км. Генезис этой формы неясен. По строению поверхности и глубинам она близка к участкам дна Южно-Охотской глубоководной впадины, примыкающей к подножию северо-западного склона внутреннего хребта.

Осевая линия хребта трассируется здесь главным образом небольшими по площади вершинами островов-вулканов Райкоке (4,6 км²), Матуа (52 км²), Расшуа (63 км²), Ушишир (5,3 км²) и Кетой (73 км²). Относительно крупным (353 км²) участком суши является лишь о. Симушир, расположенный на самом юге.

Рассмотрение истории формирования рельефа Симуширского блока в начале новейшего геоморфологического периода встречает наибольшие трудности. Во-первых, это связано с тем, что достоверные формы рельефа или верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения здесь пока не обнаружены. Во-вторых, почти нет данных о положении неогенового фундамента островов. Неясно даже, имеется ли он вообще в пределах рассматриваемого блока, а если есть, то каков его возраст.

Относимые к верхнему плиоцену отложения оленьей свиты о. Симушир коррелируются по фауне с парусной свитой о. Итуруп, которая в свою очередь сопоставляется (Желубовский, Прялухина, 1964) с этолонской свитой Западной Камчатки. Однако, по данным новейших исследований (Синельникова, Друщиц, 1971), этолонская свита датирована теперь верхним миоценом. Таким образом, если подобная корреляция верна, то оленью свиту также следует считать более древней и тоже относить к верхнему миоцену. В. А. Бернштейном (1965 г.) в вулканогенных толщах фундамента о. Симушир обнаружены горизонты лав с обратной намагниченностью. В связи с тем что стратиграфическое положение пород совершенно неясно, то вопрос о наличии здесь верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых образований также не может быть решен однозначно.

Нет оснований и для предположительного выделения плиоценовых толщ на о-вах Расшуа и Матуа (свита двойная), описанных Д. С. Стратулой и Е. К. Мархининым (Мархинин, 1967). Эти толщи участвуют в строении явно четвертичных вулканов и практически ничем не отличаются от аналогичных образований в других разрезах тех же построек. Тем более что доводы, приводимые Е. К. Мархининым для подтверждения плиоценового возраста вулканических и вулканогенно-осадочных отложений, недостаточно убедительны и сводятся к следующему: «...1) туфоконгломераты несогласно перекрываются четвертичными террасовыми отложениями; 2) они мало изменены и, по-видимому, несогласно перекрывают горловскую, предположительно миоценовую свиту» (Мархинин, 1967, стр. 61). Необходимо отметить, что наиболее древние морские террасы на о-вах Матуа и Расшуа сформированы во второй половине верхнего плейстоцена, а, следовательно, могут срезать и четвертичные толщи, имеющие возраст вплоть до верхнего плейстоцена.

Не менее сложна проблема, касающаяся фундамента о-вов Симуширского блока. Б. Н. Пискунов и К. Ф. Сергеев (1970) указывают, что на перешейке Косточко на Симушире имеются породы, которые по характеру вторичных изменений могут быть условно сопоставлены с раннемиоценовыми образованиями других островов Курильской гряды. Однако в вулканических районах столь же сильные вторичные изменения пород могут наблюдаться в гораздо более молодых породах (Фрих-Хар, 1969), поэтому раннемиоценовый возраст измененных пород симуширской свиты не может считаться доказанным. Еще более сомнительны данные о наличии пород неогенового фундамента на о-вах Матуа

и Ушишир (Мархинин, 1967). Эти острова служат вершинами крупных четко обособленных вулканических массивов, активных до настоящего времени. Причем надводные части островов являются остатками достаточно хорошо сохранившихся вулканических аппаратов четвертичного возраста. Приведенные Е. К. Мархониным описания предположительно нижнемиоценовых пород ушиширской и юрловской свит в общем типичны и для разрезов самых молодых вулканов Курильских островов на участках, которые подверглись интенсивным гидротермальным процессам. А такого рода участки пользуются широким развитием и на вулканах о-вов Матуа и Расшуа.

Критическое рассмотрение приведенных выше материалов показывает, что в настоящее время история формирования рельефа в начале новейшего геоморфологического периода может быть восстановлена здесь лишь весьма приблизительно. Отсутствие пород неогенового фундамента на большинстве о-вов Симуширского блока и глубоко погруженных террасовидных ступеней в верхней части склонов хребта позволяет сделать два предварительных вывода: 1) что данный блок — наиболее молодая часть внутреннего хребта, во всяком случае это относится к вершинной части хребта; 2) и что в начальный этап новейшего геоморфологического периода суша на большей части Симуширского блока отсутствовала. Не исключено даже, что на участке от о. Кетой до о. Райкоке в строении внутреннего хребта миоценовые и раннеплиоценовые породы вообще не принимают участия, а его основание сложено верхнеплиоцен-четвертичными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, как это показано на рис. 81, И. Тем более что непосредственно к северо-западу этот участок хребта продолжается зоной подводного и надводного вулканизма на охотском склоне Онекотанского блока, имеющей предположительно верхнеплиоцен-четвертичный возраст. Оба эти образования, по-видимому, приурочены к единой мощной зоне растяжения, возникшей в конце плиоцена.

Что касается юго-восточного отрезка Симуширского блока, расположенного к югу от пролива Дианы, то здесь, видимо, картина формирования рельефа была несколько иной. К началу новейшего геоморфологического периода этот участок внутреннего хребта уже существовал в виде линейной положительной формы, сложенной миоцен-плиоценовыми породами. Поэтому вполне возможно, что он вместе с вулканическим хребтом в проливе Буссоль был выведен на дневную поверхность в эпоху высокого стояния суши в верхнем плиоцене и частично абрадирован, а в конце этапа снова опущен ниже уровня моря.

Таким образом, наиболее вероятно, что в конце верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового этапа суша в пределах Симуширского блока вообще отсутствовала.

Среднеплейстоценовый - голоценовый этап — главный в формировании наземного рельефа островной суши Симуширского блока, поскольку именно в это время были созданы практически все элементы рельефа, наблюдающиеся на территории современных островов. Несомненно также, что в среднем плейстоцене-голоцене значительные изменения в строении рельефа произошли также и в верхней части внутреннего хребта, скрытого ныне под уровнем моря.

Наиболее древним из обнаруженных в настоящее время элементов рельефа, созданных в период среднеплейстоценового и голоценового этапа, являются площадки высоких морских террас в хр. Оленьем (о-ва Симушир). Об истинной высоте террас судить весьма трудно, так как они по большей части погребены вулканогенными толщами насаженных на них более молодых вулканических аппаратов. По немногим замерам, абсолютные отметки поверхности террас оцениваются в 350—500 м. Насколько можно судить по характерной для этого участка средней скорости тектонических поднятий, террасы подобной высоты должны иметь

среднеплейстоценовый возраст (см. табл. 16). Фундаментом террас здесь являются отложения оленьей свиты.

Площадки более низких (280—370 м) морских террас имеются на охотской стороне Симушира, к северо-востоку от вулкана Заварицкого. Предполагается, что террасы с такими абсолютными отметками могли сформироваться в течение верхнеплейстоценового межледникового и во время среднеплейстоценового межстадиала. Как и в пределах более северного участка, площадки террас срезают здесь отложения оленьей свиты.

Рис. 89. Палеогеографические схемы острова Симушир

- 1 — действующие вулканы и их лавовые потоки;
- 2 — потухшие вулканы и их лавовые потоки;
- 3 — участки сильно разрушенного вулканического рельефа;
- 4 — морские террасы;
- 5 — действующие существенно пирокластические стратовулканы; 6 — кальдеры: а) образовавшиеся во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения, б) II фазы верхнеплейстоценового оледенения;
- 7 — древняя береговая линия



Насаженные на предположительно средне-верхнеплейстоценовые морские террасы вулканические постройки являются типичными мелкими и средними существенно лавовыми стратовулканами. В хр. Оленьем к ним относятся г. Оленья выс. 543,9 м, г. Узловая выс. 480,8 м, и др. В настоящее время все эти вулканические формы сильно разрушены. Причем одним из главных факторов разрушения наряду с эрозией и морской абразией являются многочисленные обвалы и оползни. Верхней возрастной границей для стратовулканов хр. Оленьего является время образования 90—100-метровой морской террасы, т. е. начало верхнеплейстоценового межстадиала. Таким образом, вулканы хр. Оленьего датируются концом среднего — началом верхнего плейстоцена.

По морфологии и степени сохранности к существенно лавовым стратовулканам хр. Оленьего весьма близки аналогичные образования средней части Симушира — вулканы Чикина, Иканминкот и расположенные в непосредственной близости два других безымянных вулкана.

Необходимо отметить, что на других островах Симуширского блока средне-верхнеплейстоценовые вулканические постройки пользуются ограниченным распространением. Достаточно уверенно фрагменты их выделяются лишь в южной части Расшуа, где они подрезаются 90—100-метровой межстадиальной морской террасой. На всех остальных островах в связи с локальным развитием комплекса террас верхнеплейстоценового межстадиала и мощным молодым вулканизмом выделение форм подобного возраста проведено более условно.

Подводя итог, можно заключить, что первая суша на территории Симуширского блока появилась не ранее среднего плейстоцена. Причем еще в начале верхнего плейстоцена здесь был всего один вытянутый в северо-восточном направлении остров, располагавшийся на месте северной части Симушира (рис. 89, А). Его длина составляла около 25 км, а площадь не превышала, вероятно, 70—100 км². Большая северная часть острова имела вулканический рельеф с высотами до 300—350 м. Южная часть характеризовалась развитием морских террас. В других местах суша появилась, по-видимому, не ранее верхнего плейстоцена. Возникшие маленькие острова представляли собой вершины крупных вулканических построек, основания которых были скрыты морем. В связи с не-

большой площадью и высотой суши даже во время регрессий моря острова, по всей вероятности, в среднем плейстоцене оледенению не подвергались.

Наиболее быстрый рост площади и высоты островной суши наблюдался во второй половине этапа. Причем главной причиной этого повсеместного роста служила интенсивная вулканическая деятельность. Весьма показательна в этом отношении история вулканической деятельности на о. Симушир, где в течение второй половины верхнего плейстоцена — голоцена возникли такие крупные вулканические сооружения, как сложное построенный вулканический массив Заварицкого, вулканы Мильна, Пик Прево, Уратман, кальдера Броутона.

Формирование вулканического массива Заварицкого началось, видимо, либо в самом конце, либо непосредственно сразу после верхнеплейстоценового межледникового, так как наиболее древняя часть постройки (первая сомма, по Г. С. Горшкову) перекрывает одну из высоких межледниковых морских террас. По данным Г. С. Горшкова (1967), южная часть первой соммы сложена преимущественно лавовыми потоками от андезита до базальта. Пирокластический материал имеет подчиненное значение. В разрезе соммы в районе мыса Козлова наблюдается чередование горизонтов типичных вулканогенно-пролювиальных отложений и лавовых потоков. Вулканогенно-пролювиальные отложения содержат небогатый комплекс пресноводных диатомовых водорослей (10 форм из 7 родов), отражающий условия осадконакопления в неглубоком водоеме мезотрофного типа. Комплекс представлен умереннохолодолобными северобореальными видами; арктические и южнобореальные виды не встречены. Сравнение этого комплекса с современным составом пресноводных диатомей позволяет считать климатические условия формирования осадков близкими к современным. По данным Е. Г. Лупкиной, обнаруженный здесь комплекс диатомовых водорослей хорошо сопоставляется с комплексами диатомей из отложений верхнеплейстоценового межстадиала других островов Курильской гряды.

Судя по сохранившимся фрагментам, первая сомма не являлась единым крупным вулканом, а состояла из слившихся между собой нескольких вулканических аппаратов, близких по типу к существенно лавовым стратовулканам. В результате гигантского взрыва вершинная часть постройки была уничтожена, а на ее месте возникла округлая эксплозивная воронка размером (по бровке ограничивающего уступа) 6×5 км. Некоторое время спустя воронка была частично занята вновь выросшими вулканами. По сравнению с ранее существовавшими формами новые вулканы в значительной мере были построены пирокластическим материалом. Последующий взрыв разрушил в большинстве случаев и эти вулканы. Остатки их сохранились в виде второй соммы. Г. С. Горшков указывает, что лавы из средней части разреза соммы представлены пироксеновыми андезитами. Возникшая воронка имела размер $6,5 \times 5,5$ км. При образовании обеих воронок наряду с выбросом материала старых построек происходило извержение больших объемов ювенильной пирокластики, пошедшей на формирование обширных пирокластических покровов. Фрагменты этих покровов, сложенных игнимбритами, покрывают склоны первой и второй соммы, а также имеются и за пределами вулканической постройки. Точное время образования эксплозивных воронок не установлено, однако наиболее вероятно, что они возникли в конце верхнеплейстоценового межстадиала.

В голоцене во второй воронке вырос крупный конус существенно пирокластического стратовулкана. В настоящее время вершина вулкана уничтожена, а на ее месте располагается крупная эксплозивная форма, известная под названием кальдеры Заварицкого. При формировании ее было извергнуто большое количество дацитовый пемзы. Часть пемзы отложилась непосредственно в районе вулканического массива, образовав

здесь пемзовые пирокластические покровы. По данным Г. С. Горшкова (1967), для сохранившихся участков молодого стратовулкана характерен пестрый состав пород, изменяющийся от базальтов до дацитов.

Достаточно близок по времени возникновения и истории развития вулканический массив северной части Симушира. Первая его стадия развития выразилась в формировании существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитовыми и андезитобазальтовыми породами. Затем произошел гигантский взрыв, образовавший крупную округлую отрицательную форму, известную сейчас под названием кальдеры Брутона. В ходе образования последней наряду с материалом старых построек была выброшена огромная масса ювенильной пирокластики, сформировавшей на суше обширные пемзоигнимбритовые покровы. Однако главная часть изверженного материала отложилась в море. Непосредственно перед взрывом имело место образование дацитовых (андезитодацитовых) куполов с мощными лавовыми потоками. Остатки такого купола наблюдаются сейчас в районе западнее м. Песчаного. После взрыва вулканическая деятельность в кальдере не прекратилась. Здесь вырос крупный существенно пирокластический стратовулкан Уратман, сложенный породами андезитового и андезитобазальтового состава, а также пять-шесть экструзивных куполов.

Вулкан Мильна и Пик Прево на Симушире являются более молодыми образованиями. Первый из них, по-видимому, начал формироваться в конце верхнего плейстоцена, однако значительная часть постройки была создана уже в голоцене. В конце голоцена мощным направленным к югу взрывом была уничтожена вершина вулкана. Но затем в образовавшемся открытом кратере вырос новый вулканический конус, в результате чего вулкан почти достиг прежней высоты. Наиболее молодым вулканическим аппаратом является сложно построенный побочный конус — Горящая сопка, расположенный на северо-западном склоне вулкана. Голоценовый возраст лавовых потоков северного подножья вулкана Мильна устанавливается по налеганию их на 20—25-метровую абразионно-аккумулятивную и более низкие аккумулятивные террасы, возникшие в интервале от 7—7,5 тыс. лет назад до настоящего времени.

Существенно пирокластический стратовулкан Пик Прево создан полностью в голоцене. Слагающие его породы имеют базальтовый состав.

Во многом сходная картина вулканической деятельности в течение рассматриваемого отрезка времени наблюдалась и на более мелких островах Симуширского блока. Причем роль молодого вулканизма в формировании суши здесь еще выше, чем на Симушире, поскольку неогеновый фундамент в пределах этой части блока опущен на значительную глубину. Именно молодая вулканическая аккумуляция сформировала вершинную часть внутреннего хребта, а тектонические движения ее лишь несколько приподняли. Кроме Райкоке, все острова имеют отчетливое двухъярусное строение: основания их образованы слившимися между собой в разной степени разрушенными вулканическими постройками верхнеплейстоценового возраста, а вершинные части представляют прекрасно сохранившиеся голоценовые вулканы.

На о. Матуа остатки вулканических построек основания пользуются небольшим распространением в связи с тем, что они либо уничтожены морской абразией, либо погребены молодыми вулканогенными породами. Поэтому история «древней» вулканической деятельности не поддается пока уверенной реконструкции. Можно только предполагать, основываясь на морфологии сохранившихся фрагментов вулканических аппаратов и преобладании в разрезах горизонтов лав, что в верхнем плейстоцене здесь доминировали небольшие существенно лавовые стратовулканы, аналогичные тем, которые наблюдаются на других островах Симуширского блока. В конце верхнего плейстоцена — начале голоцена в северо-западной части острова вырос крупный существенно пирокластический

вулкан, вершина которого была впоследствии уничтожена мощным взрывом. Юго-восточная часть вулканического конуса представляет в настоящее время сомму вулкана Сарычева. В центральной части образовавшейся крупной (диаметр 3,8—4 км) эксплозивной формы во второй половине голоцена возник действующий вулкан Сарычева, сложенный породами андезитового и андезитобазальтового состава. Образование воронки сопровождалось выбросом значительных (до 4—5 км³) объемов ювенильной андезитовой пирокластики. Голоценовая вулканическая деятельность проявлялась также в образовании шлаковых и лавовых конусов, имеющих сейчас в юго-восточной части острова.

На Расшуа верхнеплейстоценовые вулканические постройки сохранились значительно лучше. Они представлены здесь многочисленными существенно лавовыми стратовулканами, сложенными андезитами и андезитобазальтами. Вероятно, такого рода вулканические постройки были и в центральной части острова, однако при образовании крупной (размер 5,5×5 км) эксплозивной воронки они были уничтожены. Как и на других островах, возникновение воронки сопровождалось выбросом ювенильной пирокластики. Судя по находкам на острове пемз, отвечающим по составу роговообманковым дацитам (Горшков, 1967), пирокластический материал имел довольно кислый состав. В конце верхнего плейстоцена — начале голоцена в центре острова выросли три сравнительно небольших существенно-пирокластических стратовулкана — горы Гнилая, Расшуа и гора 948,8.

Острова Среднего и Ушишир — это лишь вершинные части крупных вулканических построек, находящихся ниже уровня моря. Судя по сильной разрушенности вершин вулканов и развитию здесь 130—140-метровой подводной террасы, главная вулканическая деятельность имела место в доголоценовую эпоху. В конце верхнего плейстоцена и в голоцене поступление вулканических продуктов характеризовалось небольшими масштабами и не смогло компенсировать деятельность процессов разрушения. Точное время формирования островной суши установить пока не удалось. Вероятно, что здесь имеются как остатки более древних (о-ва Рыпонкича, Среднего), так и более молодых (о. Янкича) построек. На голоценовый возраст вулканической постройки о. Янкича указывают в частности, участки первичных склонов, которые в подобных условиях вряд ли могли сохраниться даже с конца верхнего плейстоцена.

На ближайшем к Симуширу о. Кетое в строении наземной постройки примерно равная роль принадлежит верхнеплейстоценовым и голоценовым вулканам. Г. С. Горшков (1967) указывает, что основанием острова является крупный кальдерный вулкан. Причем диаметр кальдеры достигает 5 км. Однако тщательный анализ аэрофотоснимков показывает, что здесь, как и на большинстве других островов, наблюдается, по-видимому, несколько мелких слившихся между собой существенно лавовых стратовулканов. Пятикилометровая кальдера на вершине вулкана также отсутствует. За нее ошибочно были приняты остатки двух крупных (диаметр 2,5—2,7 и 1,8—2 км) голоценовых кратеров. Голоценовая вулканическая деятельность выразилась в образовании двух крупных существенно пирокластических стратовулканов и нескольких мелких форм того же типа. По данным Г. С. Горшкова, древние постройки сложены преимущественно базальтами и андезитобазальтами, а современный действующий вулкан Пик Палласа — двупироксеновыми андезитами. Отмечены андезитовые пемзы и игнимбриты, но они найдены не в коренном залегании.

Отличающаяся прекрасной сохранностью и преобладанием первичных склонов выступающая над водой вершина гигантского вулкана Райкоке, несомненно, полностью сформирована в голоцене. Об этом свидетельствует и отсутствие на склоне вулкана 130—140-метровой подводной морской террасы.

Существует мнение (Горячев, 1966), что центральное звено Курильских островов, куда территориально входит и Симуширский блок, во второй половине четвертичного периода отставало в поднятии (или даже опускалось) сравнительно с северным и южным звеньями. Этот вывод основывался на погружении к центру Курил древней поверхности выравнивания. Выше уже отмечалось, что региональной денудационной поверхности выравнивания в северной части Курильской гряды нет. Нет этой поверхности и в пределах Симуширского блока. Причем непонятно, на каком основании она здесь была выделена, поскольку на всех островах практически все относительно равные и высокие площадки привершинной части связаны с позднечетвертичной вулканической аккумуляцией.

Наоборот, наличие высоких морских террас свидетельствует о явном поднятии Симуширского блока. Наибольшая высота имеющихся террас по сравнению с разновозрастными формами северного и южного участков позволяет даже предполагать, что средние скорости тектонических движений ($2,3-2,4$ мм/год) во второй половине четвертичного периода здесь были примерно в 1,2—1,4 раза выше, чем в пределах северного и южного участков. Общая амплитуда тектонического поднятия территории за период среднего плейстоцена-голоцена ориентировочно оценивается в 700—750 м.

Многие исследователи указывают на развитие в пределах рассмотренных в этом разделе островов следов четвертичных оледенений. Г. С. Горшков (1967), в частности, выделяет их на о-вах Матуа, Расшуа, Кетой и Симушир. Специальные исследования И. В. Мелекесцева не обнаружили здесь никаких явных следов ни верхнеплейстоценового, ни более древних оледенений. Так называемые трог и кары обычно имеют эрозионное происхождение или связаны с крупными обвалами. За ледниковые отложения принимались, как правило, поля развития мощных толщ обвалных отложений или заросшие и задернованные потоки глыбовой лавы.

Наиболее вероятно, что ни один из островов Симуширского блока не являлся крупным центром оледенения. Максимальная высота островной суши над уровнем моря в эпоху верхнеплейстоценового оледенения не превышала 400—100 м, а этого было мало для появления ледников, поскольку все острова, во-первых, располагаются достаточно далеко на юге ($47-48^\circ$ с. ш.), а во-вторых, со всех сторон окружены морем. Подобный вывод хорошо подтверждается также и данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, свидетельствующих о сравнительно небольших климатических изменениях во время межледниковых и ледниковых эпох на Курильских островах.

Для Симуширского блока характерен в настоящее время вулканический и денудационно-вулканический рельеф. В разной степени разрушенные четвертичные вулканогенные образования распространены в настоящее время на площади около 455 км², что составляет более 82% всей территории островной суши. Это наиболее высокий процент из наблюдаемых на Курильских островах. Относительно большая площадь (273 км², 50% всей суши) занята вулканическими образованиями позднечетвертичного-голоценового возраста, что также является максимальной величиной для Курильской гряды. Денудационно-тектонический рельеф развит только на Симушире, на породах свиты оленей.

Обращает внимание незначительное распространение аккумулятивных равнин аллювиального и морского происхождения. Резкое преобладание глубинной эрозии и исключительно высокая интенсивность морской абразии, по-видимому, реакция на общее быстрое поднятие суши. Наибольшие площади среди аккумулятивных равнин занимают холмистые равнины, сложенные мощными обвално-оползневыми толщами. Последние широко развиты на о-вах Расшуа, Кетой, Симушир.

В настоящее время островная суша Симуширского блока характеризуется максимальной высотой над уровнем моря за весь четвертичный период, включая эпоху верхнеплейстоценового оледенения. Это объясняется тем, что практически все наиболее высокие вершины островов — молодые вулканы, достигшие своих максимальных отметок лишь в голоцене. Однако наибольшая площадь суши была в эпоху низкого стояния моря во время наступления верхнеплейстоценовых ледников, когда обнажались обширные участки современного шельфа (см. рис. 89, Б). Но и в эти моменты в отличие от остальных блоков внутреннего хребта отдельные острова не сливались друг с другом, уменьшалась только ширина разделяющих их проливов.

Исключительно высокая интенсивность протекающих здесь рельефообразующих процессов как эндогенных была причиной наиболее быстрого на Курилах преобразования рельефа островной суши.

Урупский блок

Протяженность урупского блока внутреннего хребта, располагающегося между проливами Буссоль на северо-востоке и Фриза на юго-западе, составляет около 190 км. Северо-западное подножье хребта располагается на глубинах 200—300 м. Максимальная высота охотского склона хребта достигает 4500 м, тихоокеанского — 3600 м (см. рис. 81, Д—Е). Для вершинной части хребта характерна отчетливая террасированность. Прекрасно выражена подводная 130—140-метровая террасовидная ступень, а также серия надводных морских террас высотой до 280—300 м.

Наблюдается заметное отличие в строении охотского и тихоокеанского склонов хребта. Тихоокеанский склон целиком сложен породами складчатого фундамента. В пределах охотского склона складчатые толщи участвуют в строении лишь верхней части, основание же его полностью скрыто под молодыми вулканогенными образованиями. Близ северо-восточного окончания блока последние смыкаются с крупными вулканическими постройками, расположенными на дне Южно-Охотской глубоководной котловины (вулканы Броутона, Вавилова, Обручева и др.). Осевая часть хребта трассируется о-вами Уруп, Таира, Черные Братья. Практически все наиболее высокие вершины хребта — четвертичные вулканы.

Как и в других местах, реконструкция истории развития рельефа в течение верхнеплиоценового-нижнеплейстоценового этапа встречает здесь наибольшие трудности, поскольку в пределах Урупского блока точно датированные образования такого возраста еще не обнаружены. Предположительно этот возраст имеет натальинская свита, выделенная на Урупке Б. Н. Пискуновым (1966). Свита сложена главным образом агломератовыми и псефитовыми туфами андезитобазальтов, туфобрекчиями, вулканомиктовыми гравелитами и конгломерато-брекчиями, встречаются шаровые лавы. Общая мощность отложений превышает 800 м. Плиоценовый возраст свиты дается на основании структурных построений и почти полного отсутствия изменений слагающих свиту пород. Однако этот возраст не подтвержден палеонтологическими данными. Анализируя фациальный состав, условия залегания и характер слоистости отложений, Б. Н. Пискунов делает вывод о накоплении их в литеральной и отчасти в неритовой зоне. Как и в других местах, вулканические постройки, слагаемые породами плиоценовой натальинской свиты, не поддаются реконструкции геоморфологическими методами. Судя по приводимым геологическим данным, породы свиты слагали относительно небольшие вулканические сооружения.

Условно к верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовому этапу может быть отнесена и часть вулканических построек на охотском склоне внутреннего хребта. Однако прямых указаний на этот счет не имеется.

Не может быть сейчас однозначно решен на основе имеющихся материалов и вопрос о том, когда в течение рассматриваемого этапа в районе урупского блока была суша, а когда он весь находился ниже уровня моря. Однако вполне вероятно допущение по аналогии с другими участками, что в течение первой половины этапа он был относительно поднят, а во вторую половину этапа (конец верхнего плиоцена — нижний плейстоцен) испытал значительное опускание. Косвенным подтверждением этого в какой-то мере служит широкое развитие глубоко погруженных (до 1000 м) террасовидных ступеней в пределах примыкающего к урупскому блоку участка внешнего хребта.

Вполне определенно можно только утверждать, что на протяжении всего первого этапа новейшего геоморфологического периода в районе урупского блока (за исключением охотского склона внутреннего хребта) господствовал денудационно-тектонический рельеф. Причем сам блок являлся четко выраженной положительной формой рельефа. К началу второго этапа суша на месте урупского блока все еще, по-видимому, отсутствовала, так как породы неогенового фундамента (даже включая сюда натальинскую свиту) не поднимаются здесь сейчас выше 500—600 м, тогда как рассчитанная величина тектонического поднятия этого района за средний плейстоцен-голоцен равна 700—750 м.

Второй этап новейшего геоморфологического периода был важнейшим для формирования горного рельефа островной суши урупского блока. В течение среднего плейстоцена-голоцена здесь были сформированы все выраженные в рельефе вулканические постройки, возникли морские террасы, была создана густая сеть глубоко врезаемых долин постоянных и временных водотоков. В результате мощных тектонических движений вышли из-под уровня моря и были подняты на высоту до 500—600 м породы складчатого фундамента. Вполне вероятно, что вторая половина четвертичного периода явилась временем возникновения главной массы вулканических сооружений на северо-западном (охотском) склоне внутреннего хребта и на прилегающих участках Южно-Охотской глубоководной котловины.

В связи с тем что высота пород неогенового фундамента не превышает сейчас 500—600 м, можно предполагать, что первая суша на месте урупского блока появилась не ранее первой половины среднего плейстоцена. Первоначально здесь возникли отдельные небольшие островки с плоской поверхностью, напоминающие современные мелкие острова Малой Курильской гряды. Но уже к концу первой половины среднего плейстоцена, в связи с продолжающимся тектоническим воздыманием территории и мощным вулканизмом, здесь появились уже довольно крупные массивы суши с горным вулканическим и денудационно-вулканическим рельефом. Аналогом такого рода островов, по-видимому, можно считать группу о-вов Черные Братья, расположенную северо-восточнее Урупа.

Среднеплейстоценовая вулканическая деятельность характеризовалась вначале преимущественно мощными площадными лавовыми излияниями. Андезитовые и андезитобазальтовые лавы этих излияний перекрыли почти всю площадь современной суши Урупа (рис. 90, А). В настоящее время сформированные тогда обширные лавовые равнины уже в значительной мере расчленены, но еще достаточно хорошо видны при дешифрировании аэрофотоснимков. На ряде участков они являются фундаментом высоких (до 300 м) морских террас, возникших во время верхнеплейстоценового межледниковья. Поэтому не исключено, что местами лавовые излияния происходили ниже уровня моря.

Через некоторое время извержения были локализованы в пределах четырех обособленных участков. 1) в районе северной части хр. Шокальского и в хр. Компанейском; 2) в районе южной части хр. Криштофовича. Вне этих участков вулканическая деятельность почти не проявлялась. На территории каждого из участков было сформировано боль-

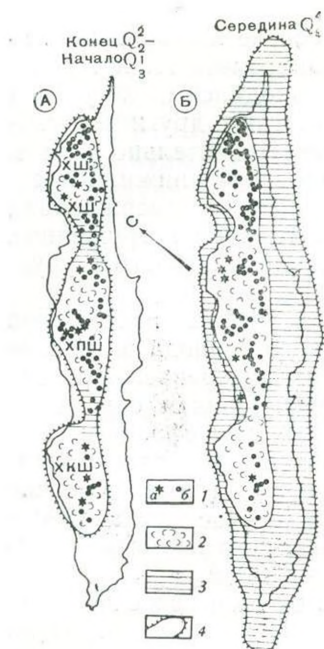


Рис. 90. Палеогеографические схемы острова Уруп

1, 2 — вулканы и их лавовые потоки: а) действующие, б) потухшие; 3 — морские террасы; 4 — древняя береговая линия. ХШ — хр. Шатского, ХПШ — хр. Петра Шмидта; ХКШ — хр. Криштофовича

время верхнеплейстоценового межледникового на Урупе возникла серия абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 160—180 до 280—300 м. Возраст террас определен исходя из средней скорости (2,3—2,4 мм/год) тектонического поднятия урупского блока. Никаких относительных или абсолютных датировок террасовых отложений пока не имеется. Рассматриваемые террасы пользуются на Урупе очень широким развитием и относительно хорошей сохранностью. Насколько можно судить по положению тылового шва самой высокой межледниковой морской террасы, уже в начале верхнего плейстоцена Уруп существовал в виде крупного участка суши. Его длина превышала 80 км, а ширина достигала 10—15 км. Максимальные абсолютные отметки острова были, вероятно, равны 800—1000 м. К концу межледниковой эпохи общая площадь и его высота еще более увеличились. Во время верхнеплейстоценового межледникового в районе Урупа впервые за четвертичный период появились участки денудационно-тектонического рельефа.

Особенно резко относительная высота и площадь суши в пределах урупского блока возросли в период низкого стояния моря в эпоху верхнеплейстоценового оледенения (рис. 90, Б). Площадь островной суши превышала в то время современную площадь о-вов Уруп и Черные Братья в 2—3 раза, а высота достигала 1300—1400 м, т. е. была близка к современным максимальным отметкам вершин урупского блока. Поэтому вполне возможно, что наиболее высокие участки островной суши несли небольшие ледники. Но масштаб оледенения как во время I, так и II фазы верхнеплейстоценового оледенения был незначительным, поскольку явных следов ледниковой деятельности в пределах урупского блока не имеется. Относимые ранее (Горшков, 1967) к скульптурным и аккумулятивным ледниковым формам образования обязаны своим происхождением крупным сейсмическим обвалам (р-н г. Высокой и др.).

шое количество мелких и средних существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитобазальтами и андезитами. Наиболее характерным было линейно-гнездовое расположение вулканических аппаратов.

Самые древние вулканы возникли, по всей вероятности, еще в среднем плейстоцене, однако их формирование продолжалось и в первой половине верхнего плейстоцена. Судя по наиболее плохой сохранности и отсутствию молодых действующих вулканов, относительно рано вулканизм прекратился в пределах северного участка. Это хорошо видно также потому, что здесь даже молодые вулканические постройки древнее 160—180-метровой морской террасы, возникшей в конце верхнеплейстоценового межледникового.

Тектоническое воздымание и мощный вулканизм привели к тому, что к началу второй «ледниковой» половины среднего плейстоцена на месте современного Урупа возникла суша с горным вулканическим и денудационно-тектоническим рельефом. Однако максимальные высоты этой суши (приблизительно равные 500—700 м) были, скорее всего, недостаточны для появления ледников в столь низких широтах (между 45 и 47° с. ш.), на которых располагается урупский блок. Предполагается, что во время

В отличие от других блоков внутреннего хребта здесь в течение второй половины верхнего плейстоцена и в голоцене произошло очень сильное ослабление вулканической активности.

Вполне вероятно, в течение второй половины верхнего плейстоцена наиболее интенсивные вулканические проявления имели место в районе о-вов Черные Братья, где на поверхности оказалась вершина огромного вулканического сооружения, сидящего на охотском склоне внутреннего хребта. Эта вулканическая постройка была образована двумя крупными вулканами, слившимися своими основаниями, вершины которых поднимались выше уровня моря. О морфологии надводной постройки судить сейчас трудно, поскольку она была почти целиком уничтожена при образовании огромной вершинной кальдеры. На существование кальдеры впервые указал еще Г. С. Горшков, утверждавший, что п-ов Лапка вместе с расположенным к югу от него узким подводным хребтом «намечает как бы часть большой кальдеры, южная и западная часть которой обрещена сбросами» (Горшков, 1967, стр. 132—133). Характер подводного и надводного рельефа в окрестностях островов Черные Братья позволяет даже предполагать наличие здесь не одной, а двух крупных (диаметр 8—9 км) кальдер, частично перекрывающих друг друга. Центральная часть более молодой, северо-восточной, кальдеры занята сложно построенным вулканическим сооружением о. Чирпой. К юго-западной приурочена вулканическая постройка о. Брат Чирпоев.

При образовании кальдер, как и в других местах, было, по-видимому, выброшено большое количество ювенильного пирокластического материала. Главная масса его выпала в море. Единственным местом, где он обнаружен на суше, является сейчас п-ов Лапка, водораздельная часть которого несет остатки пемзового пирокластического покрова. Пемза имеет дацитовый состав (Горшков, 1967).

Точное время возникновения кальдер неизвестно. Наиболее вероятно, что они относятся к началу второй половины верхнего плейстоцена. Косвенным подтверждением этого является большой процент пемзового материала в отложениях морских террас северо-восточной части Урупа, сформированных во время верхнеплейстоценового межстадиала. Ближайшим источником этих пемз мог быть только район о-ов Черные Братья, так как для самого Урупа кислые вулканические продукты малохарактерны.

В голоцене в кальдерах выросли сложно построенные вулканические массивы о-вов Чирпой и Брат Чирпоев. На Чирпое насчитывается не менее шести отдельных вулканических аппаратов. Наиболее крупным и древним из них является вулкан Чирпой, возникший, судя по его сохранности, в первой половине голоцена. Такой же возраст имеет и вулкан, расположенный к юго-западу от него. Все остальные вулканические постройки, несомненно, образованы во второй половине голоцена. По данным Г. С. Горшкова (1967), лавы наиболее молодых конусов Сноу и Черного представлены двупироксеновыми андезитами с содержанием SiO_2 59—60%.

На о. Брат Чирпоев фрагментом раннеголоценовой (возможно, позднелейстоценовой) постройки является высота 528, образующая юго-восточную часть острова и представляющая остаток довольно крупного существенно пирокластического стратовулкана. Вулкан Брат Чирпоев и все другие вулканические постройки возникли в конце голоцена, возможно даже в историческое время. Г. С. Горшков указывает, что породы вулкана Брат Чирпоев относятся к оливин-пироксеновым базальтам.

По сравнению со средним и первой половиной верхнего плейстоцена более молодая вулканическая деятельность второй половины верхнего плейстоцена и голоцена о. Уруп характеризовались значительно меньшими масштабами. Вся она была сосредоточена в это время в пределах

четырёх небольших по площади участков вдоль охотского побережья острова.

Самая северная и крупная группа молодых вулканических образований располагается к югу и юго-западу от залива Наталии. Г. С. Горшков назвал ее группой Колокол. Здесь насчитывается около 15 относительно небольших вулканических аппаратов разного типа мелких существенно пирокластических стратовулканов, шлаковых конусов и экструзивных куполов. Наиболее крупными являются вулканы Берга, Трезубец, Колокол, Борзова. Для всей группы в целом характерно преобладание андезитов, несмотря на заметные отличия в истории вулканической деятельности в западной и восточной ее частях. Для западной части группы характерны относительно небольшие вулканические постройки типа одноактных шлаковых конусов и мелких существенно пирокластических стратовулканов (Колокол, Борзова), возникших и действовавших в течение очень короткого времени (десятки и сотни лет). В восточной части группы располагаются вулканические сооружения более сложного типа — вулканы Берга и Трезубец, история формирования которых сопровождалась катастрофическими взрывами, почти целиком разрушавшими вулканические конуса. На каждом из вулканов прекрасно видны следы по крайней мере двух таких взрывов. Для современной стадии вулканической активности свойственно образование крупных экструзивных куполов. Интересно, что в ходе развития вулканов состав пород заметно не менялся. В частности, Г. С. Горшков отмечает, что и сомма вулкана Трезубец и его современный купол сложены двупироксеновыми андезитами.

Юго-западнее располагается вулканическая группа Три Сестры, которая образована двумя слившимися, близкими по высоте вулканами Три Сестры (998,7) и выс. 985, сложенными андезитоацитами. Оба вулкана, несомненно, возникли в голоцене. На это указывает прекрасно выраженный микро- и мезорельеф на поверхности первичных склонов конусов вулканов и связанных с ними лавовых потоков. Представление о большей древности вулканических конусов группы Три Сестры в связи с их сильной разрушенностью эрозионными процессами неверно, так как степень эрозионной переработки склонов вулканов, наоборот, очень невелика. Значительная разрушенность вулканических построек вызвана очень крупными молодыми (до современных) обвалами, развитие которых обусловлено здесь весьма широким распространением измененных пород, большими относительными превышениями и высокой сейсмичностью района.

Находящийся еще дальше к юго-западу вулкан Рудакова также образован двумя слившимися между собой вулканами. Однако в отличие от предыдущей группы голоценовый (скорее всего раннеголоценовый) возраст имеет только наиболее молодой из них — собственно вулкан Рудакова. Это типичный средних размеров существенно пирокластический андезитобазальтовый стратовулкан. Более древняя часть постройки, похожая на разрушенный существенно лавовый стратовулкан, вероятно, имеет верхнеплейстоценовый возраст.

Последняя из молодых групп (по Г. С. Горшкову, группа Ивао) расположена в средней части хр. Криштофовича и состоит из мелких существенно пирокластических стратовулканов (горы Высокая, Крутая и др.), шлаковых конусов и экструзивных куполов, образование которых сопровождалось излиянием мощных лавовых потоков. Всего здесь насчитывается шесть-семь самостоятельных эруптивных центров.

В целом наземная среднеплейстоценовая-голоценовая вулканическая деятельность на Урупе наиболее близка к таковой о. Парамушир. Отличия заключаются лишь в отсутствии четкой линейной ориентировки вулканических зон, характерной для Парамушира, и меньшем масштабе голоценового вулканизма.

Общие масштабы наземной вулканической деятельности второго этапа Урупского блока были, по-видимому, во много раз меньше подводной, проявлявшейся в пределах северо-западного склона внутреннего хребта и на прилегающих участках дна глубоководной Южно-Охотской котловины. Судя по данным океанологических исследований (Затонский и др., 1961), молодые вулканогенные породы перекрывают всю нижнюю и среднюю части склона внутреннего хребта (см. рис. 81, *Е—Ж*). Характерно большое количество гигантских вулканических сооружений высотой от 2 до 3,5 км: вулканическая группа Вавилова, вулканы Обручева, Чиринкотан и др.

В настоящее время выше уровня моря поднимаются вершины только двух крупных вулканических построек — вулканического массива о-вов Черные Братья и вулкана Чиринкотан. В прошлом число таких вулканов было, вероятно, больше. На это указывает наличие вулканов с плоскими вершинами, срезанными в результате абразионной деятельности: вулкан в 10 км к северо-западу от бухты Новокурильской, плоская вершина которого имеет минимальные отметки глубин 106 м, вулкан, расположенный в 18,5 км к западу от м. Ван-дер-Линда, вершина которого находится на глубине 262 м, и др.

Вторая половина верхнего плейстоцена — голоцен была временем образования серии прекрасно выраженных в рельефе и повсеместно развитых морских абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас. Наиболее высокие (40—45, 70—80 и 90—100-метровый) террасовые уровни сформировались во время верхнеплейстоценового межстадиала. Характерной особенностью отложений средней и нижней террас является обилие обломков дацитово-пемзы, что может свидетельствовать об усилении в это время интенсивности кислого вулканизма. Как уже отмечалось, возможным источником поступления кислой пирокластики служил, видимо, район о-вов Черные Братья. Но не исключено, что какая-то часть кислого пирокластического материала могла иметь и «урупское» происхождение. Тем более, что в районе вулканической группы Колокол имеются породы дацитового состава.

Абразионная и абразионно-аккумулятивная 20—25-метровая морская терраса сформировалась во время климатического оптимума голоцена. Специфической особенностью ее были очень небольшая ширина и эпизодическое, хотя и почти повсеместное распространение, а также небольшая (до 2—3 м) мощность отложений.

Комплекс низких аккумулятивных морских террас второй половины голоцена отличается незначительной (десятки, максимум, первые сотни метров) шириной, хотя эти террасы местами развиты на большом протяжении. Наибольшей ширины они достигают в глубоко вдающихся бухтах, особенно при впадении крупных водотоков.

Положение тылового шва как межстадиальных, так и голоценовых морских террас показывает, что за время с начала второй половины верхнего плейстоцена очертания береговой линии Урупа во время высокого стояния уровня моря существенно не изменились.

Для островной суши Урупского блока в настоящее время характерно преобладание вулканического и денудационно-вулканического рельефа, который развит на площади около 830 км² (57% всей территории островной суши). Главная роль принадлежит денудационно-вулканическому и вулканическому рельефу средне-верхнеплейстоценового возраста, молодой поздневерхнеплейстоценовый-голоценовый вулканический рельеф занимает резко подчиненное положение. Площадь их распространения равна соответственно 660—670 и 160 км².

Первостепенную роль играет вулканизм и в создании современного горного рельефа островной суши. Это хорошо видно, хотя бы потому, что вулканическая надстройка обеспечивает сейчас более половины современной общей высоты суши. Так, на Урупе кровля пород древнего фунда-

мента располагается на отметках до 500—600 м, тогда как высота многих вулканов достигает 1200—1350 м, а г. Высокая (высшая точка Урупа) даже 1426,4 м. Острова Черные Братья и Броутона вообще целиком сложены вулканическими породами: в районе Черных Братьев фундамент опущен ниже уровня моря, а о. Броутона — вершина гигантского (общая высота более 3 км) вулкана, поднимающегося прямо со дна Южно-Охотской глубоководной котловины.

Денудационно-тектонический рельеф развит на площади около 450 км² (30% всей островной суши). Этот рельеф характерен для участков развития в разной степени расчлененных морских террас, выработанных во второй половине четвертичного периода, но не перекрытых молодыми вулканическими образованиями. Именно этим определяется удивительная одновысотность вершинной поверхности участков денудационно-тектонического рельефа, а также максимальная высота последнего.

Как и все остальные блоки относительно быстрого поднимающегося центрального участка внутреннего хребта, Урупский блок отличается очень слабым распространением аккумулятивных равнин аллювиального и морского происхождения, занимающих в сумме менее 1% островной суши. Наибольшим развитием среди аккумулятивных образований пользуются холмистые равнины обвально-оползневого генезиса. Они распространены на площади около 130 км², что составляет около 9% всей суши. Как правило, большинство обвалов и связанных с ними равнин приурочено к высоко поднятым участкам, расположенным непосредственно на берегу моря, поскольку здесь имеются наиболее благоприятные предпосылки для возникновения этих форм.

В связи с тем, что все главные вершины островов Урупского блока — вулканы голоценового возраста, островная суша в настоящий момент является самой высокой за весь четвертичный период. Даже в конце верхнего плейстоцена, в эпоху низкого стояния моря высота суши была меньше на 100—150 м, хотя общая ее площадь превышала современную в 2—3 раза. В то время о-ва Уруп и Черные Братья составляли единый массив суши. Мелкие острова с плоской вершинной поверхностью существовали также на месте вулканов, поднимающихся с охотского склона внутреннего хребта.

Современная эпоха характеризуется заметным ослаблением наземной вулканической деятельностью, однако четкая тенденция к тектоническому воздыманию территории Урупского блока, вероятно, еще сохраняется, о чем свидетельствуют преобладающая глубинная эрозия и незначительное развитие молодых аккумулятивных образований.

Итурупский блок

Кулисообразно смещенный к западу по отношению к Урупскому Итурупский блок внутреннего хребта протягивается от пролива Фриза на северо-востоке до пролива Екатерины на юго-западе. Его длина достигает 220—225 км. Северо-западное подножье хребта опускается на глубину более 3000 м, сопрягаясь с дном Южно-Охотской глубоководной котловины. Менее четко ограниченное от внешнего хребта юго-восточное подножье располагается на глубинах всего 300—500 м. Общая высота охотского склона превышает 4500—4600 м, океанского — не более 2000 м. Таким образом, налицо явная асимметрия (рис. 81, В—Г) склонов хребта. Ширина последнего по подножью равна в среднем 85—90 км, причем она почти не меняется в пределах всего блока. Вершинная часть хребта характеризуется отчетливой террасированностью. Подводные террасовидные ступени располагаются на глубинах до 500 м. В этом же интервале глубин (до 476 м) находятся и срезанные абразией плоские вершины вулканов. Четко выраженные морские надводные террасы характерны и для Итурупа, являющегося наиболее высокой частью хребта.

Как и на всех остальных островах, расположенных вдоль осевой части внутреннего хребта, максимальные отметки имеют вершины вулканического происхождения.

В целом надводный и подводный рельеф Итурупского блока сходен с рельефом Урупского блока, но является значительно более сложным. Как и там, породы складчатого фундамента полностью слагают лишь юго-восточный подводный склон хребта, а северо-западный имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя его часть образована породами неогенового фундамента, а выше доминируют более молодые вулканогенные образования. Наблюдается связь вулканических форм подножья северо-западного склона хребта и прилегающих участков дна Южно-Охотской глубоководной котловины. Однако имеются и существенные различия. Особенно это касается рельефа островной суши. На Итурупе нет относительно равномерного распространения четвертичных вулканических форм, как это наблюдается на Урупе. Наоборот, все вулканические образования объединены в четко обособленные группы, находящиеся на некотором расстоянии друг от друга. Для Итурупа характерно также своеобразное «островное» распространение выходов пород неогенового фундамента. В частности, в районе перешейков Рока и Ветрового неогеновый фундамент опущен ниже уровня моря. Более разнообразна на Итурупе и четвертичная вулканическая деятельность.

В пределах островной суши Итурупского блока пока не обнаружено отложений или форм рельефа, которые можно было бы уверенно датировать верхним плиоценом — нижним плейстоценом. В настоящее время на Итурупе принято относить к плиоцену парусную свиту, широко распространенную вдоль Охотского и Тихоокеанского побережий. В составе свиты преобладают туфобрекчии и конгломератобрекчии, составляющие в сумме не менее 60—75% всего разреза. Типичны прослои и линзы грубозернистых туфогенных песчаников и гравелитов, а также горизонты лав. Для отложений свиты характерны пологие (до 5—10°) углы падения. Общая мощность свиты ориентировочно оценивается в 800—1000 м.

Плиоценовый возраст свиты впервые был установлен В. Ф. Ероховым (1960) по комплексу фауны, собранной в районе м. Клин и пос. Славного и определенной А. П. Ильиной и Л. В. Криштофович. По их данным, встречаемые формы ископаемой фауны характерны для плиоцена, а вмещающие отложения параллелизуются с средней частью маруямской свиты Южного Сахалина и этолонской свиты Камчатки. В связи с тем что, по материалам новейших исследований (Гладенков, 1972; Шмидт, Синельникова, 1971), этолонская свита отнесена к верхнему миоцену, не исключено, что и парусная свита также может иметь верхнемиоценовый возраст. Тем более, что на севере Итурупа, по данным геологической съемки (Б. Е. Бевз, А. В. Шапошников и др.), парусная свита лежит согласно на породах верхнемиоцен-плиоценовой камуйской свиты. А из этого следует, что парусная свита достаточно древнее образование и относится к комплексу пород фундамента.

Нет оснований считать верхнеплиоценовыми — нижнеплейстоценовыми достаточно хорошо выраженные в рельефе вулканы гор Голубки, Поворотной, Верблюды и других в центральной части Итурупа, а также выделенную в 1962 г. (В. Е. Бевз, А. П. Шапошникова и др.) красиво-озерскую вулканогенно-эффузивную толщу. Эта толща слагает вулканические сооружения, не отличающиеся по степени сохранности от вулканов, образованных во второй половине четвертичного периода.

Возможно, что к рассматриваемому этапу относится формирование мощной сложно построенной грубообломочной толщи в районе перешейка Рока. Здесь в абразионных уступах и бортах речных долин обнажается толща, состоящая из многократного чередования прослоев и линз валунно-галечных отложений, алевроитовых туфов, лигнитов и торфа. Обломочный материал слабо окатан, в его составе преобладают эффузив-

ные породы. Максимальный размер обломков до 1 м. Слоистость в толще близка к горизонтальной, но в отдельных пачках наблюдается наклонная слоистость. По облику развития здесь отложения больше всего напоминают дельтовые осадки небольшой горной реки, впадавшей в лагуну или крупное озеро. В одном из прослоев лигнита обнаружена богатая и достаточно разнообразная диатомовая флора озерного типа. Она состоит из 17 типично пресноводных форм, относящихся к родам *Melosira*, *Eunotia*, *Diploneis*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Cymbella*, *Surirella*. Наиболее обильно представлены из планктонных — *Melosira distance* (Ehr.) Kütz. forma — 4 и *Melosira* sp. (*M. italica* subsp. *subarctica* O. Müll.?) — 4, а из бентосных — *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl. var. *elliptica* et forma — 4. Общий состав флоры свидетельствует об умеренно холодном режиме водоема. Относительно возраста палеоводоема в настоящее время за недостатком сравнительного материала с полной определенностью высказаться нельзя. Против средне-позднеплейстоценового возраста его свидетельствуют морфологические отличия в строении панциря у ряда представителей флоры. Особенно обращает на себя внимание грубопанцирность *Melosira distance*. Однако, по мнению Е. Г. Лупкиной, ее нельзя идентифицировать с типичной для неогена *Melosira praedistance* Jouse. Среди неогеновых флор Камчатки и смежных территорий флора, подобная данной, не отмечалась. В целом молодой облик флоры, по мнению Е. Г. Лупкиной, позволяет считать, что формирование вмещающих ее осадков происходило или в самом конце плиоцена, или в раннем плейстоцене. За большую вероятность раннеплейстоценового возраста говорит отсутствие в составе данной озерной флоры видов, типичных для неогеновых озерных отложений.

Значительная мощность отложений (видимая мощность более 50 м), а также наличие нескольких горизонтов торфа и лигнита, перемежающихся с валуно-галечными и галечно-песчаными прослоями, указывают на то, что рассматриваемая толща накапливалась в условиях опускания территории. Неизвестно только было ли опускание локальным или региональным, захватывавшим по крайней мере весь Итурупский блок внутреннего хребта. Преобладание в разрезах исключительно грубообломочного материала и присутствие глыб до 1 м в поперечнике с несомненностью свидетельствуют о больших высотах размываемой суши. Обращает внимание наличие горизонтов переотложенной тефры кислого и среднего состава, указывающих на имевший в это время достаточно интенсивный эксплозивный вулканизм. Однако местоположение эруптивных центров, поставлявших пирокластический материал, не установлено.

В настоящее время выходы рассматриваемой толщи находятся на высоте от 0 до 50 м над уровнем моря. В связи с тем, что за вторую половину четвертичного периода Итурупский блок был поднят на высоту порядка 650 м, исходя из вычисленной для него средней скорости тектонических поднятий, равной 2—2,1 мм/год, можно предполагать, что в начале среднего плейстоцена наблюдающиеся сейчас в разрезах отложения находились на глубине около 600 м. В свою очередь это позволяет оценить амплитуду предыдущего тектонического опускания Итурупского блока предположительно в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене не менее чем в 600 м.

По мнению Ю. С. Желубовского (Желубовский, Прялухина, 1964), предположительно нижнечетвертичный возраст могут иметь слабо сцементированные песчаники и гравелиты цоколя морской террасы близ пос. Касатка, но они палеонтологически не охарактеризованы.

На всей остальной территории Итурупа верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые отложения пока не обнаружены. Указание на широкое распространение на Итурупе нижнечетвертичных платоэффузивов не обоснованы достаточным количеством фактического материала. Имеющиеся

здесь покровы состоят из четко отбивающихся друг от друга отдельных мощных и протяженных лавовых потоков, что в общем характерно только для потоков, излившихся не ранее второй половины четвертичного периода. В пределах же более или менее уверенно датированных фрагментов нижнечетвертичных лавовых плато отдельные потоки не выделяются (Мелекесцев, 1969 а, б). Более того, по данным Ю. С. Желубовского, лавы основания п-ова Чирип, отнесенные ранее к нижнечетвертичным, имеют нормальную намагниченность, что свидетельствует об их молодом возрасте. Вполне возможно, что вулканические образования верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста на Итурупе все же были, но пользовались ограниченным распространением.

Незначительное развитие верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых осадочных толщ в пределах современной суши Итурупа при относительно больших площадях, занятых породами неогенового фундамента, свидетельствует о том, что на протяжении всего первого этапа Итурупский блок был хорошо выраженной положительной формой рельефа. В свою очередь слабое распространение вулканогенных образований верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, несомненно, подтверждает господство в течение этого отрезка времени денудационно-тектонического рельефа при резко подчиненном значении вулканического. Крупные вулканические массивы в верхнем плиоцене — нижнем плейстоцене существовали, по-видимому, лишь в пределах северо-западного склона внутреннего хребта и прилегающих участков дна Южно-Охотской впадины. Вполне вероятно, что именно в это время возникли наиболее древние из распространенных здесь вулканических образований. Причем, как и в настоящее время, большая часть построек находилась под водой и только самые высокие вулканы поднимались выше уровня моря.

Не может быть однозначно решен на основании имеющегося фактического материала и вопрос о точном времени высокого и низкого стояния суши. Вполне очевидно только, что еще в самом конце верхнего плиоцена — начале нижнего плейстоцена высота суши была довольно большой, поскольку коррелятные отложения имеют грубообломочный характер, хотя уже и наметилась отчетливая тенденция к опусканию отдельных участков (возможно, блока в целом). К концу первого этапа, если судить по максимальным абсолютным отметкам кровли пород неогенового складчатого фундамента и амплитуде тектонического поднятия за вторую половину четвертичного периода, суша на месте современного Итурупа отсутствовала.

Как и в других местах, среднеплейстоценовый - голоценовый этап — главный в процессе формирования рельефа островной суши. В течение его произошло значительное тектоническое поднятие Итурупского блока, а также были созданы все выраженные в рельефе вулканические сооружения. В результате совместного воздействия вулканизма и тектонических движений на большей части острова возник горный рельеф.

В настоящее время максимальные отметки кровли пород складчатого неогенового фундамента в пределах островной суши Итурупского блока не превышают 350—400 м (бассейн среднего и верхнего течения р. Куйбышевки в средней части Итурупа), т. е. близки к высоте наиболее молодой морской террасы среднеплейстоценового межледникового (см. табл. 4). Во всех же остальных местах породы неогенового фундамента не поднимаются выше 250—300 м, будучи срезанными абразионно-аккумулятивными морскими террасами верхнеплейстоценового межледникового. Можно предположить, что первая суша на месте современного Итурупа появилась не ранее второй половины среднего плейстоцена.

К среднему плейстоцену относится, по-видимому, и начало формирования наиболее древних из выраженных в рельефе вулканических образований, остатков обширных лавовых покровов и крупных пологосклон-

ных существенно лавовых стратовулканов. Характерна отчетливая приуроченность этих форм к нескольким обособленным вулканическим массивам. В северо-восточной части острова выделяются массивы Камуйский, Сибеторо, Стравкина, Добрынина, Цирк и Голец, в центральной — хребта Грозного, Перевальный и Верблюд, в юго-западной — хр. Богатырь и района оз. Красивого.

В пределах каждого из массивов вулканическая деятельность начиналась с площадных излияний мощных (10—50 м) и протяженных (до 8—10 км) андезитобазальтовых и андезитовых лавовых потоков. Слившись между собой, отдельные потоки образовали обширные слабо-выпуклые к центру лавовые покровы. На второй стадии происходит отмирание большинства эруптивных центров. Вулканическая деятельность локализуется в районе наиболее долгоживущих центров, где формируются существенно лавовые стратовулканы, также сложенные преимущественно андезитобазальтами и андезитами. В зависимости от длительности и интенсивности вулканической активности параметры возникших вулканов сильно варьируют.

Наиболее крупные из образований такого рода — хр. Камуй и вулкан Сибеторо, диаметр основания которых превышает 10 км, а высота достигает 800—1000 м. Заключительная стадия вулканической деятельности характеризовалась внедрением экструзивных куполов, сложенных породами, которые имеют состав от андезитов до дацитов. Наличие шаровых лав в основании некоторых покровов и низкое гипсометрическое положение подошвы этих покровов дает возможность предполагать, что в пределах ряда массивов вулканическая деятельность началась еще до того, как вершина внутреннего хребта вышла из-под уровня моря.

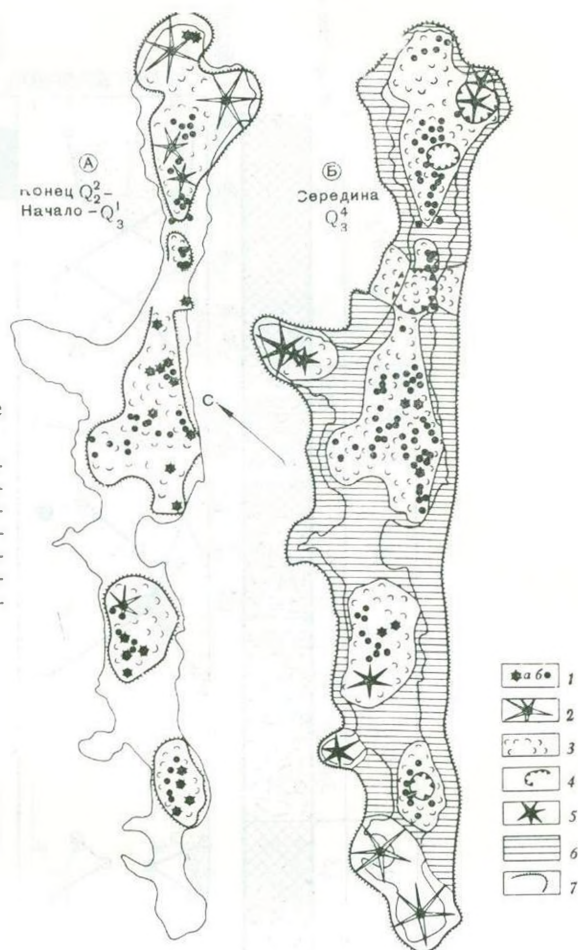
Точный возраст описанных образований не установлен. Ясно только, что они не моложе верхнего плейстоцена, поскольку срезаются морскими террасами, созданными в эпоху верхнеплейстоценового межледникового. Что касается нижней возрастной границы, то она точно не определена, так как лавы ложатся непосредственно на породы складчатого основания. Однако относительно хорошая сохранность потоков, составляющих лавовые покровы, и наличие четких границ между ними не позволяют их датировать древнее среднего плейстоцена. Насаженные на эти покровы конусы существенно лавовых стратовулканов во многих случаях сохранили значительные участки первичных склонов, хотя имеются и сильно разрушенные постройки. Особенно это касается тех форм, которые располагаются сейчас недалеко от морского побережья. В целом же наблюдающиеся на Итурупе существенно лавовые стратовулканы практически не отличаются от однотипных форм Камчатки, возникших в среднем-верхнем плейстоцене.

Взаимодействие тектонических поднятий и вулканизма привело в конце среднего плейстоцена к появлению группы сравнительно небольших гористых островов с преобладающим рельефом вулканического происхождения. Максимальная высота островов, по-видимому, не превышала 700—800 м. Такая высота была явно недостаточной для возникновения и развития ледников в пределах расположенной между 44 и 46° с. ш. островной суши Итурупского блока даже в условиях сильного похолодания климата и низкого положения уровня моря, характерных для второй половины среднего плейстоцена.

Первая половина верхнего плейстоцена является временем образования очень широко распространенных на Итурупе абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас. Наиболее четкие уровни располагаются сейчас на высотах 140—160, 190—210 и 230—250 м. Судя по положению тыловых швов этих террас (рис. 91, А), береговая линия островной суши сильно отличалась от современной. В связи с тем что на поверхности террас обнаружены лишь единичные гальки и валуны или маломощные горизонты валунно-песчаных отложений пляжевого типа,

Рис. 91. Палеогеографические схемы Итурупского блока

1 — вулканы: а) действующие, б) потухшие; 2 — крупнейшие действующие существенно лавовые стратовулканы; 3 — лавовые потоки; 4 — кальдеры; 5 — действующие существенно пирокластические стратовулканы; 6 — морские террасы; 7 — древняя береговая линия



возраст их палеонтологически не обоснован. Датировка террас осуществлялась по их положению в системе уровней и соотношению с более молодыми морскими террасами, возраст которых определен достаточно уверенно. Предположение о верхнеплейстоценовом возрасте наблюдавшихся 140—160, 190—210 и 230—250-метровой морских террас подтверждается также хорошим совпадением реальных и рассчитанных для этого интервала высот террас (см. табл. 4).

Наиболее типичные вулканические образования первой половины верхнего плейстоцена — средние и мелкие существенно лавовые андезитобазальтовые и андезитовые стратовулканы. Большинство из них располагается в пределах рассмотренных выше вулканических узлов, начавших формироваться в среднем плейстоцене. По сравнению с ранее возникшими аналогичными формами верхнеплейстоценовые вулканы отличаются значительно лучшей сохранностью. В частности, они характеризуются преобладанием участков первичных склонов. Возраст вулканов определен на основании соотношения их с морскими террасами: вулканы сидят на поверхности среднеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых межледниковых террас и подрезаются более молодыми террасами, выработанными во время верхнеплейстоценового межстадиала. Типичными верхнеплейстоценовыми существенно лавовыми стратовулканами являются Камуй, Демон, Ребуншири и др. Наиболее широко эти формы представлены в хребтах Богатырь и Грозный.

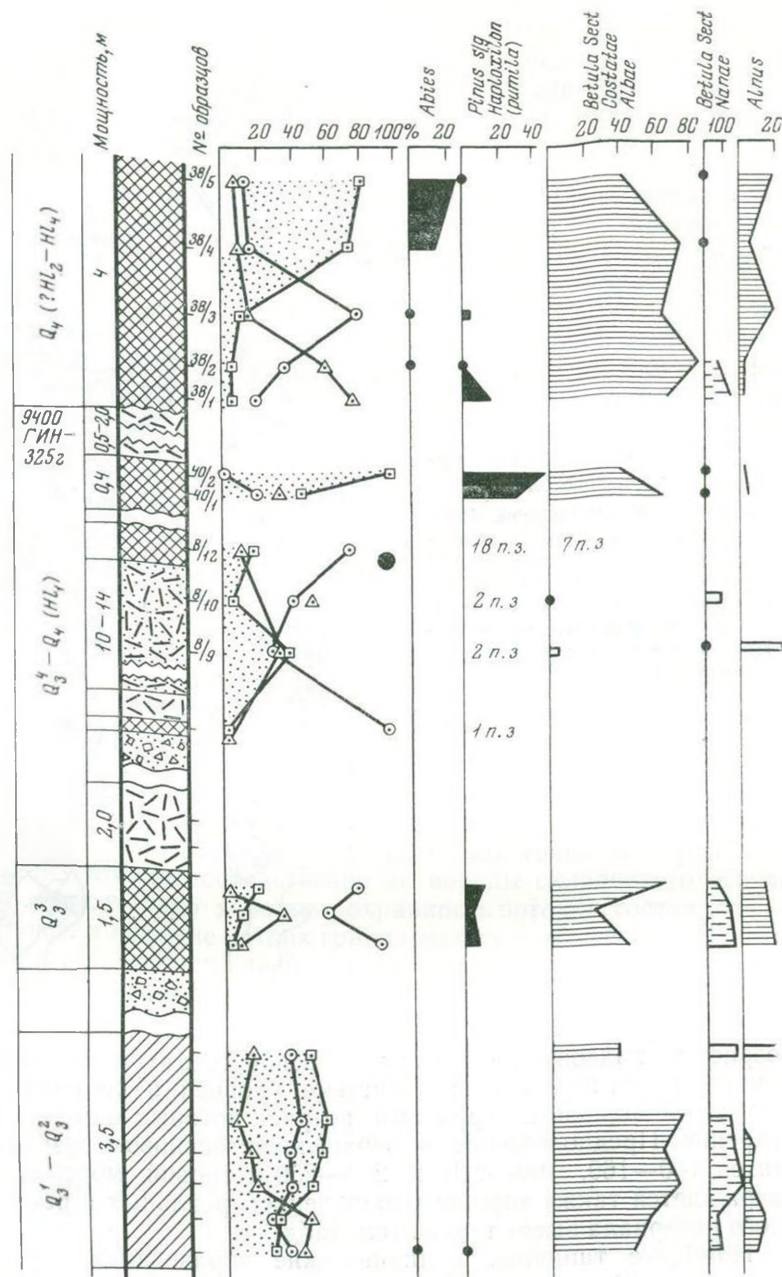
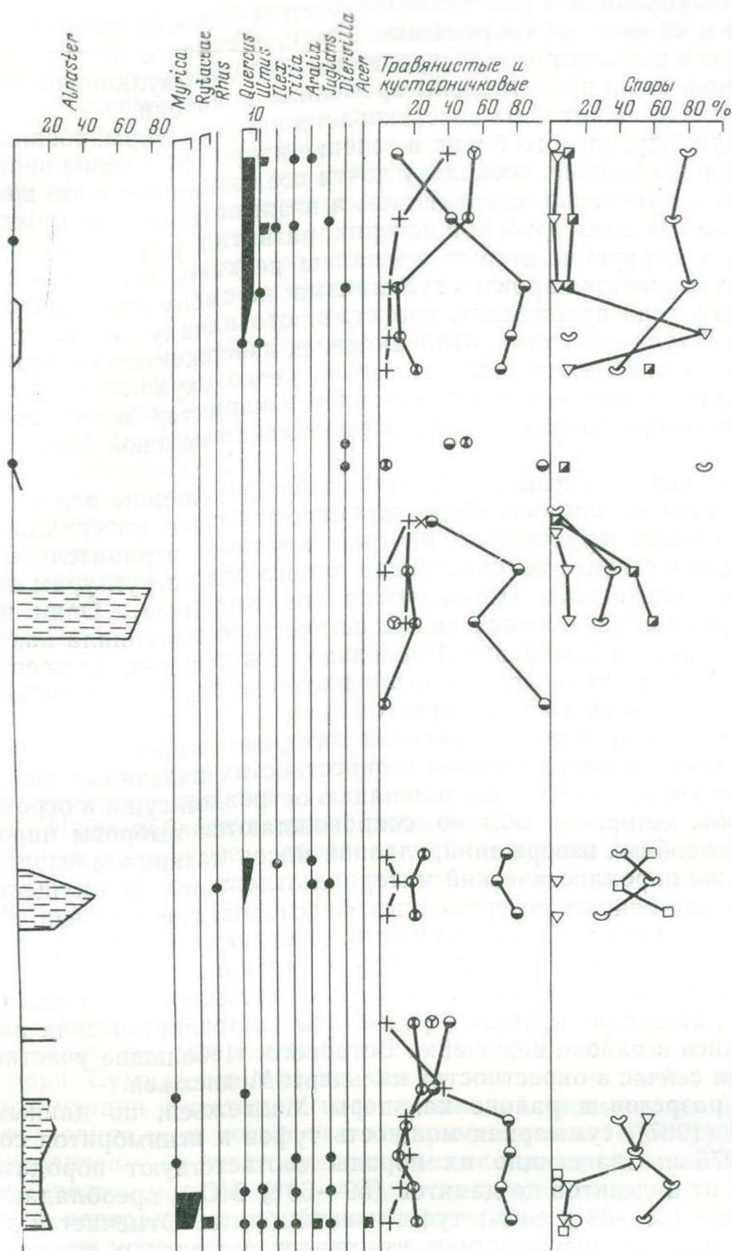


Рис. 92. Сводный разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений о. Итуруп (составлена И. А. Егоровой по материалам И. С. Евтеевой)

Условные обозначения см. рис. 84

К концу верхнеплейстоценового межледникового на месте современного Итурупа существовало четыре довольно крупных острова: северо-восточный (между проливом Фриза и перешейком Ветровым), центральный (между перешейком Ветровым и Куйбышевским), юго-западный (между перешейками Куйбышевским и Добрым) и крайний юго-западный (между перешейками Добрым и Рока). На месте перешейков Ветрового, Куйбышевского и Доброго располагались проливы. Острова характеризова-



лись преимущественным развитием горного вулканического и денудационно-вулканического рельефа, максимальная высота которого над уровнем моря достигала 1100—1200 м. Но имелись и участки денудационно-тектонического рельефа, представленного поднятыми на разную высоту площадками морских террас среднего-верхнего плейстоцена, развитых по периферии островов.

Климатические условия верхнеплейстоценового межледникового, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, были близки к современным или несколько более мягкими (рис. 92). Поэтому можно ожидать, что в формировании рельефа островной суши принимал участие примерно тот же комплекс экзогенных рельефообразующих факторов, который характерен и для настоящей эпохи. Ведущая роль, несомненно, принадлежала мор-

ской абразии и аккумуляции и флювиальной деятельности. Однако вполне вероятно, что в отличие от современной эпохи, в связи с небольшим размером островов и широким распространением молодых вулканических форм, более широко были представлены временные водотоки.

Наиболее детально может быть восстановлена история формирования наземного рельефа Итурупского блока в течение второй половины верхнего плейстоцена и в голоцене, поскольку почти все возникшие в это время формы рельефа прекрасно сохранились, а взаимоотношения между ними хорошо видны. Важный рубеж в истории развития рельефа — граница, отделяющая первую и вторую половины верхнего плейстоцена. Во-первых, сильно меняется характер вулканизма: на смену преимущественно эффузивного типа вулканизма, свойственного началу этапа, приходит вулканизм смешанного типа, отличающийся извержением больших масс пирокластического материала. Во-вторых, резко ухудшаются климатические условия, а следовательно, изменяется характер экзогенного преобразования рельефа по сравнению с верхнеплейстоценовой межледниковой эпохой.

Специфической особенностью вулканизма второй половины верхнего плейстоцена является массовый выброс пирокластического материала и формирование на месте эруптивных центров крупных отрицательных структур — кальдер и гигантских кратеров. К такого рода структурам относятся кальдеры Медвежья, Цирк, Урбич (оз. Красивое). Один из самых мощных центров извержения пирокластического материала находился в районе Ветрового перешейка. Насколько можно судить по расположению перечисленных центров, они были распределены относительно равномерно вдоль осевой части Итурупского блока.

На суше изверженный пирокластический материал пошел на формирование пемзоигнимбритовых покровов в окрестностях названных выше центров. Однако в связи с небольшой площадью островной суши и огромной силой взрывов, которыми обычно сопровождаются выбросы пирокластики в ходе подобных извержений, главная масса материала выпала в море. На суше же пирокластический материал отложился преимущественно в долинах постоянных и временных водотоков, где условия его захоронения были весьма неблагоприятными. Именно этими причинами объясняется ограниченное развитие на Итурупе пирокластических покровов, хотя предполагается, что общий объем изверженного материала достигал 100 км^3 . Наиболее крупные фрагменты пирокластических покровов сохранились в районе перешейка Ветрового. Небольшие участки покровов имеются сейчас в окрестностях кальдеры Медвежьей.

В одном из разрезов в районе кальдеры Медвежьей, по данным В. Ф. Остапенко (1967), суммарная мощность туфов и игнимбритов составляет около 275 м. Слагающие их породы соответствуют породам, имеющим состав от андезитов до дацитов ($59\text{—}68\% \text{ SiO}_2$), преобладают андезитодацитовые ($61\text{—}63\% \text{ SiO}_2$) туфы и игнимбриты. Отмечается до пяти мощных горизонтов пирокластики, что свидетельствует о мощных выбросах пирокластического материала. По очень приблизительной оценке И. В. Мелекесцева, общий объем пирокластики, ассоциирующейся с кальдерой Медвежьей, составляет около $20\text{—}25 \text{ км}^3$. В нижнем течении р. Глушь пемзовый пирокластический покров, связанный с этой кальдерой, ложится непосредственно на отложениях предположительно верхнеплейстоценового межледниковья, возраст которых определен на основе данных спорово-пыльцевого анализа и геолого-геоморфологических исследований. В свою очередь кальдера Медвежья моложе приуроченных к ней вулканов хр. Медвежьего, возникших в конце верхнего плейстоцена-голоцене.

Кальдера Цирк прекрасно выражена в рельефе, но ее пирокластические покровы не сохранились. Уступ кальдеры срезает вулканические постройки средне-верхнеплейстоценового возраста и перекрывается ла-

вами мелких существенно лавовых стратовулканов верхнего плейстоцена. По степени сохранности эта кальдера близка к кальдере Медвежьей и имеет, по-видимому, близкий с ней возраст.

Максимальная видимая мощность пемзового пирокластического покрова района перешейка Ветрового не менее 200 м. Судя по громадной мощности пирокластических отложений и распространению сохранившихся участков пемзовых покровов, последние занимали здесь обширные площади. Точное местонахождение центра извержения не установлено, так как в отличие от всех остальных случаев кальдера в рельефе не выражена. Возможно, это связано с тем, что извержение началось ниже уровня моря. Среди пирокластических отложений спекшихся разностей не обнаружено, хотя, по данным магнитных исследований, пемзовый материал в момент отложения и был нагрет выше точки Кюри (Мелексцев и др., 1970). Изверженный пирокластический материал сходен по составу с дацитами, имеющими содержание SiO_2 65—67% (Бент, 1962). Общий его объем приблизительно оценивается в 30—40 км³.

Связанная с образованием пирокластического покрова тефра залегает в основании почвенно-пирокластического чехла, покрывающего поверхность межледниковых морских террас, а также захоронена под отложениями наиболее древнего уровня морской террасы, образованной в начале верхнеплейстоценового межстадиала. В последнем случае пемзовая тефра залегает среди толщ делювиальных отложений, накопившихся у подножья клифа, выработанного в породах парусной свиты. Нахождение горизонта тефры в континентальных отложениях, перекрытых мощной (более 40 м) толщей морских осадков, указывает, что выпадение тефры произошло при уровне моря, более низком, чем во время верхнеплейстоценового межстадиала. Все это свидетельствует о возникновении покрова в эпоху похолодания, соответствующую началу верхнеплейстоценового оледенения.

Из-за неблагоприятных условий захоронения пирокластические отложения, связанные с образованием кальдеры Урбич, в настоящее время не сохранились. В связи с тем что эта кальдера моложе средне-верхнеплейстоценовых существенно лавовых стратовулканов, а по сохранности близка к кальдерам Медвежьей и Цирк, она также отнесена к началу второй половины верхнего плейстоцена.

Как и в других местах, формирование рельефа Итурупского блока в начале второй половины верхнего плейстоцена происходило в более холодных, чем современные климатических условиях, в фазу регрессии моря. Суммарный эффект тектонического поднятия, вулканической аккумуляции и эвстатического понижения уровня моря привел к тому, что островная суша достигла в это время высоты 1100—1300 м. Значительное увеличение площади суши за счет осушения обширных участков шельфа привело к некоторому ослаблению смягчающего влияния моря в пределах центральных, наиболее приподнятых участков Итурупского блока. Все это могло привести к появлению на самых высоких вершинах небольших ледников карового и горно-долинного типа. Однако в связи с небольшим распространением участков с высотами более 1000 м общий масштаб оледенения был, видимо, небольшим. Во всяком случае сколь угодно значительных следов ледниковой деятельности этого времени на Итурупе не обнаружено.

Середина второй половины верхнего плейстоцена вновь характеризуется высоким стоянием уровня моря и относительно мягкими, близкими к современным, климатическим условиям. На последнее указывают данные спорово-пыльцевого и диатомового анализа отложений этого времени, обнаруженных в районе бухты Парусной (см. рис. 92).

Верхнеплейстоценовый межстадиал — это время формирования комплекса прекрасно выраженных и широко распространенных на Итурупе абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 35—40 до

80—85 м. Насколько можно судить по распространению пояса террас, они были образованы при очертаниях береговой линии, достаточно близких к современным. Но в отличие от современной эпохи суша все еще состояла из нескольких островов, разделенных проливами. Межстадиальный возраст террас подтверждается данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов отложений, а также результатами сопоставления с одинаковыми по высоте, морфологии и характеру осадков морскими террасами о. Кунашир, в пределах которого определен абсолютный возраст 80—85-метровой морской террасы. Сходные данные по возрасту 35—40-метровой террасы получены также и А. И. Александровой (1971).

В эпоху верхнеплейстоценового межстадиала мощная эксплозивная вулканическая деятельность, связанная с массовыми выбросами кислой пирокластики, прекращается, но в целом интенсивность вулканизма не ослабевает. Во-первых, вулканическая деятельность продолжается в пределах ранее возникших центров вулканизма: хребтах Медвежьем, Богатырь, Грозный. Во-вторых, на юге острова появились новые крупные вулканы Берутарубе, Львиная Пасть и Атсонупури. В районе п-ова Чирип подводная вулканическая деятельность сменилась наземной в результате того, что вершина гигантского вулканического сооружения, сидящего на охотском склоне внутреннего хребта, поднялась выше уровня моря. На первом этапе здесь был остров-вулкан, который впоследствии причленился к основному массиву островной суши Итурунского блока в виде далеко выступающего в море полуострова.

В хребтах Грозном и Богатырь продолжалось образование мелких и средних существенно лавовых стратовулканов, сложенных породами андезитового и андезитобазальтового состава. Однако здесь появились и новые вулканические формы рельефа, представленные андезитовыми экструзивными куполами и небольшими лавовыми конусами. В хр. Медвежьем и на п-ове Чирип началось формирование оснований крупных существенно пирокластических стратовулканов. Судя по сохранившимся фрагментам этих построек, для них были характерны андезитобазальты и базальты.

Вулканы Берутарубе, Львиная Пасть и Атсонупури возникли на единой линии северо-северо-восточного (аз. 20°) простираения. На продолжении этой линии в пределах акватории Охотского моря располагается по крайней мере еще два-три крупных подводных вулкана, выявленных в результате океанологических исследований. Вулканы Берутарубе и Львиная Пасть приурочены к осевой части внутреннего хребта, подножием вулкана Атсонупури служит охотский склон хребта. Подводные вулканы сидят либо на склоне внутреннего хребта, либо непосредственно на дне Южно-Охотской глубоководной впадины. Общей особенностью надводных частей вулканов, несмотря на разницу их морфологии, является то, что они почти целиком сложены базальтами и андезитобазальтами. Преобладание основных пород и совпадение формирования названных вулканов с последним этапом базальтового ареального вулканизма, широко проявленного на Камчатке, позволяет высказать предположение о возможном родстве этих образований.

Конец верхнего плейстоцена вновь характеризуется ярко выраженным похолоданием, связанным с началом последней крупной фазы верхнеплейстоценового оледенения и низким положением уровня моря. Это похолодание отчетливо фиксируется по многочисленным данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов почвенно-пирокластических чехлов, облекающих поверхности высоких морских террас.

Значительное (более чем на 100—120 м) эвстатическое опускание уровня моря привело к слиянию всех островов в единый крупный массив суши (см. рис. 91, Б). Все проливы, разделяющие острова, исчезли. Резкое снижение базиса эрозии, несомненно, привело к мощному углублению долин рек и ручьев и интенсификации процессов размыва.

Максимальные отметки островной суши в это время, по оценкам И. В. Мелекесцева, достигли 1300—1400 м. Поэтому вполне вероятно наличие здесь небольшого горно-долинного оледенения в пределах наиболее высоко поднятых участков. Предполагаемые следы этого оледенения в виде небольших по размерам конечных морен и плохо выраженных в рельефе каров и трогов обнаружены на севере острова (район вулкана Камуй). Вполне возможно, что небольшие ледники существовали и в вершинной части хр. Богатырь, близком в это время по высотам к первому из названных участков. Однако сколько-нибудь заметных следов ледниковой деятельности здесь пока не обнаружено. В целом же, по всей вероятности, как и в начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи, общий масштаб оледенения был невелик.

Конец верхнего плейстоцена был временем наиболее интенсивного формирования широко распространенных существенно пирокластических стратовулканов, как вновь возникших, так и более ранних. В этому времени относится начало образования большинства существенно пирокластических стратовулканов хребтов Богатырь и Грозный, продолжается интенсивный рост аналогичных форм на п-ове Чирип и вулканов хр. Медвежьего, а также вулкана Атсонупури. Помимо существенно пирокластических стратовулканов вулканическая деятельность проявляется и на вулканах другого типа. Завершается формирование вулканических конусов существенно лавовых стратовулканов Берутарубе и Львиная Пасть, возникают многочисленные экструзивные купола. Все эти формирования сложены преимущественно андезитами и базальтами. Проявления кислого эксплозивного вулканизма незначительны. Возможно, к самому концу верхнего плейстоцена относится образование небольшого дацитового пирокластического покрова в районе вулкана Львиная Пасть, остатки которого наблюдались в нижнем течении р. Горбуши. Незначительные выбросы кислого материала имели место при формировании экструзивных куполов в хр. Грозном.

Вулканическая деятельность в голоцене почти не отличалась от таковой в конце верхнего плейстоцена: наблюдается рост существенно пирокластических стратовулканов, образуются многочисленные экструзивные купола. Кислый эксплозивный вулканизм также в общем имеет место в сравнительно небольших масштабах. Самые крупные выбросы пемзового пирокластического материала наблюдались около 9400 лет назад при образовании кальдеры Львиная Пасть. По оценке автора, общий объем изверженной пирокластике составил более 20 км³. В окрестностях вулкана Львиная Пасть возник обширный пирокластический покров, остатки которого сохранились в настоящее время на перешейках Рока и Дозорном. Максимальная мощность пемзовых отложений достигает сейчас почти 100 м. В разрезе пирокластического покрова выделяется до пяти горизонтов пирокластического материала, различающихся цветом, степенью уплотнения и размерами обломков. Отсутствие каких-либо других отложений, а также разрыва между наблюдающимися горизонтами свидетельствует об очень коротком отрезке времени, в течение которого они все были отложены.

Довольно крупные выбросы дацитовой пемзы имели место в районе перешейка Ветрового. Центр извержения точно не установлен, однако предполагается, что он находился в районе маара оз. Тайного. Тефра этого извержения залегает в настоящее время в верхней части почвенно-пирокластического чехла всех верхнеплейстоценовых морских террас, в том числе и наиболее молодой из них, 35—40-метровой. Мощность горизонтов тефры в районе, непосредственно прилегающим к перешейку Ветровому, достигает 1—1,5 м.

В голоцене в результате эвстатического поднятия уровня океана после таяния верхнеплейстоценовых ледников площадь островной суши вновь резко сократилась и очертания ее приблизились к современным.

Однако в начале голоцена островная суша была представлена двумя островами, отделенными друг от друга неглубоким и нешироким (2—4 км) проливом в районе перешейка Ветрового.

К голоцену относится образование абразионно-аккумулятивной 18—20-метровой морской террасы, возникшей, по данным определения абсолютного возраста (по методу C^{14}) раковин из ее отложений, около 7 тыс. лет назад во время термического оптимума голоцена. Согласно расчетам, при формировании этой террасы уровень моря был на 3—3,5 м выше современного. В течение второй половины голоцена был образован комплекс низких аккумулятивных морских террас высотой 5—6 м. Интересно, что в конце формирования 5—6-метровой террасы Тихоокеанского побережья Итурупа (см. рис. 95) климатические условия были несколько более холодными, чем в настоящее время, поскольку в отложениях верхней части разреза ее отмечается комплекс диатомовых с преобладанием холодолюбивых форм. В состав комплекса входят представители двух родов *Pinnularia* (4 вида) и *Eunotia* (1 вид). Наиболее обильно представлены *Pinnularia lata* (Bréb.) W. Sm.—5, *P. alpina* W.—3, *P. borealis* Ehr.—2; остальные виды — единичными экземплярами. Это хорошо согласуется с данными о повсеместном похолодании климата и регрессии моря 4—4,5 тыс. лет назад.

В настоящее время Итуруп — самый протяженный (более 200 км длины) и крупный (площадь около 3200 км²) остров Большой Курильской гряды. Его максимальная отметка достигает 1634 м (вершина вулкана Стокап). Для острова в целом характерно преобладание горного вулканического и вулканогенно-денудационно-тектонического рельефа. Вулканогенно-денудационно-тектонический и денудационно-тектонический рельеф занимают подчиненное положение. Это хорошо видно из того, что сейчас четвертичные вулканические образования развиты на площади около 2060 км², занимая $\frac{2}{3}$ всей территории. Площадь, на которой прослеживаются нерасчлененные и слабо разрушенные вулканические формы конца плейстоцена-голоцена, равна всего 560 км², тогда как средние и сильно разрушенные вулканические постройки средне-верхнеплейстоценового возраста распространены на площади не менее 1500 км², не считая участков, где они были погребены под более молодыми вулканогенными толщами. Еще более велика роль четвертичного вулканизма в формировании горного рельефа островной суши. Наблюдающиеся в ее пределах участки горного рельефа либо целиком имеют вулканическое происхождение, когда неогеновый фундамент опущен ниже уровня моря, либо созданы в результате совместного эффекта тектонического поднятия и вулканической аккумуляции при ведущей роли последней, если фундамент поднят над уровнем моря. Дело в том, что максимальные отметки кровли пород неогенового фундамента не превышают 350—400 м, а обычно меньше этой величины, тогда как общая высота горного рельефа во многих случаях равна 1000—1500 м.

Всего на Итурупе насчитывается около 40 крупных вулканических построек: существенно пирокластических и существенно лавовых стратовулканов, щитообразных вулканов (Берутарубе, Львиная Пасть), кальдер и крупных эксплозивных воронок (Медвежья, Цирк, Урбич, Львиная Пасть), а также более 160 мелких вулканических аппаратов: шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов и мааров. Большинство вулканов является потухшими, однако насчитывается не менее 10—12 активных (Медвежий, Богдан Хмельницкий и др.). Большинство действующих вулканов относится к существенно пирокластическим стратовулканам.

Денудационно-тектонический рельеф приурочен к участкам развития в разной степени поднятых и расчлененных морских террас, не перекрытых вулканогенными породами. В связи с этим для него характерны отчетливая ярусность и выположенность водоразделов. Максимальные абсолютные отметки лимитированы высотой наиболее древних морских

террас и не превышают 350—380 м. Наиболее крупные массивы денудационно-тектонического рельефа расположены к югу и северу от хр. Богатырь, более мелкие участки находятся в северной части острова к северо-востоку от перешейка Ветрового. Следует отметить, что значительные площади, занимаемые ранее денудационно-тектоническим рельефом, погребены ныне молодыми вулканическими образованиями.

Островная суша расчленена в настоящее время густой сетью долин постоянных и временных водотоков. Большинство долин характеризуется V-образным поперечным профилем; лишь наиболее крупные из них, приуроченные к участкам развития денудационно-тектонического рельефа, имеют неширокое плоское дно, осложненное узкими локальными террасами. Возраст террас преимущественно голоценовый, очень редко встречаются фрагменты позднеплейстоценовых цокольных террас с относительной высотой до 35—40 м. Низовья речных долин отличаются наличием переуглубленных (по данным бурения) участков, мощность рыхлых отложений в пределах которых превышает несколько десятков метров. Возникновение этих участков произошло во время последнего низкого стояния уровня моря в конце верхнего плейстоцена 18—20 тыс. лет назад. Во время голоценовой трансгрессии они были затоплены морем и частично (местами полностью) выполнены рыхлыми аллювиальными, дельтовыми и лагунно-болотными отложениями. Как и на других островах, главная масса долин временных водотоков и ассоциирующихся с ними полей развития вулканогенно-пролювиальных отложений сосредоточена в окрестностях действующих и недавно потухших вулканов.

Аккумулятивные равнины экзогенного происхождения, представленные комплексом низких морских, озерных и речных террас, а также вулканогенно-пролювиальными равнинами, развиты на площади 180 км² (около 6% островной суши). Таким образом, и площадь и относительная роль аккумулятивных равнин на Итурупe намного больше, чем на соседнем о. Уруп. Вполне вероятно, это объясняется прежде всего разницей в скорости тектонического поднятия, которая на Урупe несколько выше.

Площадь, занятая отложениями сейсмостектонических обвалов и оползней, составляет на Итурупe 63 км² (около 2% всей суши). Наиболее крупные участки обвально-оползневых равнин приурочены к вулканам хр. Грозного, вулканическим массивам п-ов Чирип и Камуй и вулкану Берутарубе. Именно здесь находятся и самые большие участки развития измененных пород.

В настоящее время Итуруп является гетерогенным образованием, состоящим из нескольких различных по строению участков. Наиболее характерны горные массивы, основания которых сложены породами неогенового фундамента, а вершины сложены разными по строению, степени сохранности и возрасту вулканами: хребты Медвежий, Грозный, Богатырь, вулканический массив района оз. Красивого. Это самые древние ядра островной суши Итурупского блока, возникшие в виде островов в среднем плейстоцене. На втором месте по площади стоят участки вулканического происхождения, представляющие собой надводные части крупных вулканических сооружений, основания которых располагаются либо на шельфе (вулканы Берутарубе и Львиная Пасть), либо на склоне внутреннего хребта (вулканический хребет п-ова Чирип, вулкан Атсону-пури). Они также были ранее отдельными островами и присоединились к главной суше лишь в конце верхнего плейстоцена — начале голоцена. Третье место по площади занимают поднятые тектоническими движениями и террасированные в результате абразионно-аккумулятивной деятельности вершинные участки внутреннего хребта, сложенные дочетвертичными породами. На месте наиболее низких террас еще во второй половине верхнего плейстоцена — начале голоцена существовали проливы.

Современная эпоха отличается максимальными высотами островной

суши, поскольку самые высокие вершины являются молодыми вулканами, выросшими или продолжающими расти в голоцене. Однако наибольшая площадь суши в конце верхнего плейстоцена в период регрессии соответствовала понижению уровня моря во время максимального продвижения позднеплейстоценовых ледников 18—20 тыс. лет назад.

Общая тенденция к тектоническому поднятию, начавшемуся в среднем плейстоцене, сохраняется и в настоящее время. Причем скорость поднятия остается той же самой, т. е. равной около 2—2,1 мм/год.

Кунаширский блок

Кунаширский блок — самый южный блок внутреннего хребта, кулисообразно смещенный к западу по отношению к Итурупскому. Наиболее четкие естественные границы Кунаширский блок имеет с охотской стороны, где подножья внутреннего хребта поднимаются над дном Южно-Охотской котловины, отделяясь от последней системой разрывных нарушений общего северо-восточного простирания. Достаточно хорошо этот блок отделен и от Итурупского блока. Граница между ними проходит по осевой линии пролива Екатерины, направление которой, по-видимому, предопределено разрывными нарушениями северо-северо-восточного простирания. С тихоокеанской стороны граница между Кунаширским блоком внутреннего хребта и внешним хребтом менее отчетлива, однако можно предполагать, что ею является ось Южно-Курильского пролива, также, по всей вероятности, совпадающая с крупным разломом северо-восточного простирания. И совершенно неясна граница Кунаширского блока с о. Хоккайдо. Ширина внутреннего хребта по основанию колеблется в пределах 60—80 км, а длина достигает 170—180 км.

Характерна явная асимметрия склонов внутреннего хребта: охотский склон (800—4800 м) намного выше, чем тихоокеанский (600—1900 м) и в общем более крутой (рис. 81, А—Б). Наблюдается заметная разница и в геологическом строении. Подножье северо-западного склона отличается развитием прекрасно выраженных в рельефе вулканических образований и только верхняя часть склона сложена породами неогенового фундамента, юго-восточный склон весь сложен неогеновыми породами. Необходимо, правда, отметить, что масштаб вулканических проявлений у подножья Кунаширского блока намного меньше, чем у Итурупского. Площадь, занятая этими образованиями, заметно уменьшается к юго-западной оконечности блока.

Вершинная часть хребта отчетливо террасирована. Наблюдаются как подводные террасовидные ступени, расположенные на глубинах до 200 м, так и надводные, представленные комплексом абразионных, абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных морских террас на о. Кунашир, который был наиболее высокой частью внутреннего хребта. Для острова характерно преобладание горного рельефа. Максимальная его высота 1822 м — вершина вулкана Тятя, площадь 1490 км².

На Кунашире верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения и формы рельефа пользуются ограниченным распространением. Пока к ним может быть отнесена только головнинская свита, впервые подробно описанная Е. К. Мархиным (1959). Она развита на юге острова в окрестностях вулканов Головнина и Менделеева. Для отложений свиты типичны преобладание дацитового переотложенного пирокластического материала и присутствие обильных обломков волокнистой пемзы. Поперечник отдельных блоков пемзы достигает 2—3 м. Для толщи характерна грубая, близкая к горизонтальной слоистость. Мощность прослоев колеблется в очень широком диапазоне, изменяясь от нескольких сантиметров до 10 м. Типично слабое и среднее уплотнение материала; сцементированные разности отсутствуют. Обилие грубообломочного материала, крупный размер и слабая окатанность обломков указывают на формирование толщи в непосредственной близости от центра изверже-

ния, характеризовавшегося массовыми выбросами кислой пирокластики. Выброшенный материал откладывался в прибрежной зоне моря. Видимая мощность свиты достигает 200 м.

Б. Н. Пискуновым и Т. П. Королевой, проводившими геологическую съемку о. Кунашир, в районе м. Пузанова в отложениях головнинской свиты собран комплекс фауны, который, по определению Л. В. Криштофович, позволяет датировать вмещающие породы плиоценом.

По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного И. А. Егоровой, в отложениях верхней части свиты в общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных растений и споры. Среди древесных доминирует (до 70%) пыльца хвойных растений: *Abies*, *Picea*, *Pinus*. Присутствует пыльца семейства *Taxodiaceae* и единично *Tsuga*. В большом количестве (до 30%) содержится пыльца сережкоцветных, в основном *Alnus*, *Betula*. Постоянно присутствуют *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*. Единично отмечена пыльца *Sciadopites*, *Pterocaria*. Споры представлены семейством *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Osmundaceae*, *Sphagnum*. Из травянистых встречаются *Superaceae*, *Gramineae*, *Umbeliferae*, неопределенная трехбороздная пыльца. Полученные спорово-пыльцевые комплексы вполне сопоставимы с комплексами из отложений нижней части верхней эрмановской подсвиты этолонской синклинали Западной Камчатки (Скиба, 1968) и нижних горизонтов нутовской свиты Северного Сахалина (Табоякова, 1963). Много общего и с плиоценом Сусунайской и Поронайской депрессий Сахалина. В свете решений Охинского совещания рассматриваемые отложения можно датировать верхним плиоценом. Если учесть южное положение острова и представить, что в конце плиоцена существовала зональность, близкая современной, то эти отложения могли формироваться в одно время с отложениями нижней части группы Осака в Японии. Спорово-пыльцевые спектры соответствуют времени распада так называемой флоры *Metasequoia*.

В настоящее время кровля пород головнинской свиты располагается на высоте до 80—100 м над уровнем моря. С учетом того, что за вторую половину четвертичного периода Кунаширский блок, как и описанный выше Итурупский, был поднят на высоту до 650 м, можно предполагать, что в начале среднего плейстоцена наблюдаемые сейчас разрезы головнинской свиты находились на 550—650 м ниже уровня моря в то время. Из этого следует, что после своего формирования рассматриваемая толща в самом конце верхнего плиоцена — нижнем плейстоцене была опущена не менее чем на 500—600 м, учитывая условия ее накопления.

По мнению Ю. С. Желубовского (Желубовский, Прялухина, 1964), к древнечетвертичным образованиям относятся конгломераты, перекрывающие гранитоиды у м. Мечникова (Тихоокеанское побережье Кунашира). Однако, по данным новейших исследований (Полунин, 1969), эти конгломераты связываются с верхнеплейстоценовой морской террасой, имеющей возраст около 40 тыс. лет. Ю. С. Желубовский указывает также, что на Кунашире имеются и древнечетвертичные вулканогенные образования: эффузивное плато хр. Докучаева, пироксеновые андезиты близ м. Мечникова, платоэффузивы Охотского побережья района пос. Алехино, двупироксеновые андезиты и андезитовые лавобрекнии в основании вулкана Руруй и др. Однако нижнечетвертичный возраст этих образований ничем не обоснован.

Работы автора не подтвердили присутствие на Кунашире типичных платоэффузивов. Так называемые фрагменты платоэффузивов в хр. Докучаева и на других участках являются лавовыми потоками подножий небольших существенно лавовых стратовулканов и не связаны с ареальным вулканизмом или трещинными излияниями. Сами вулканы и связанные с ними лавовые потоки приурочены к поверхности среднеплейстоценовых морских террас, т. е. они более молодые.

Слабое развитие верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых осадочных толщ может служить указанием на то, что Кунаширский блок был на протяжении всего этапа положительной формой рельефа. Накопление мощной толщи отложений головнинской свиты объясняется, по-видимому, наличием в южной части блока одного или нескольких вулканических центров, поставлявших огромное количество пирокластического материала, который отлагался в окрестностях. Однако вполне вероятно, что этот материал поступал сюда и с о. Хоккайдо, в пределах которого мощные выбросы пирокластического материала отмечались на границе верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена (Геологическое развитие Японских островов, 1968).

Вопрос о времени высокого и низкого стояния Кунаширского блока внутреннего хребта в течение рассматриваемого этапа не может быть решен сейчас однозначно, так как данных для этого еще недостаточно. Если допустить, что Кунаширский блок жестко сочленяется с о. Хоккайдо, с которым он непосредственно граничит, то наиболее вероятно предположение, что в верхнем плиоцене он, как и Хоккайдо, был относительно поднят, а в нижнем плейстоцене — опущен. Косвенным указанием на это служит также преимущественное проявление эксплозивного типа вулканической деятельности, свойственной для эпох воздымания (Erlich, Melekestsev, 1972). Неизвестно только, был ли Кунаширский блок во время эпохи воздымания только подводным поднятием, или часть его располагалась выше уровня моря. Однако наличие суши можно предполагать лишь для северной части блока, на юге крупные и высокие участки суши, по-видимому, отсутствовали даже в период наибольшего воздымания. Во время второй половины этапа вся вершинная часть Кунаширского блока была опущена ниже уровня моря.

На Кунашире, как и на большинстве других крупных островов Большой Курильской гряды, во второй половине четвертичного периода формировался наземный горный рельеф. При этом история формирования рельефа северной (к северу от линии оз. Лагунное — пос. Южно-Курильск) и южной частей острова заметно отличались.

В северной части Кунашира выровненная кровля пород неогенового фундамента поднимается в настоящее время до высоты 550—650 м, видимо, уже к началу среднего плейстоцена здесь могли быть невысокие плосковершинные острова, похожие на мелкие острова современной Малой Курильской гряды. К концу же первой половины среднего плейстоцена в результате тектонического поднятия неогеновые породы были выведены на дневную поверхность уже на значительной площади, образуя фундамент крупного, вытянутого в северо-восточном направлении острова (рис. 93).

Поэтому формирование среднеплейстоценовых вулканических построек происходило по большей части в наземных условиях. Насколько можно судить по сохранившимся фрагментам вулканических построек, типичными формами были существенно лавовые стратовулканы, сложенные андезитами и андезитобазальтами. В настоящее время эти вулканы сильно разрушены и частично погребены под более молодыми вулканическими образованиями. Наиболее широко реликты подобных вулканов распространены в районе вулканического массива Камуй близ северной оконечности Кунашира. Их возраст определяется по соотношению с морскими террасами: основанием вулканов служат среднеплейстоценовые террасы, а сами они срезаются террасами, сформированными во время верхнеплейстоценового межледникового.

В конце первой половины среднего плейстоцена на месте северной части Кунашира существовал довольно крупный остров, поверхность которого была образована серией абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой до 150 м. На эти террасы были насажены конусы небольших существенно лавовых стратовулканов. Высота вулканов

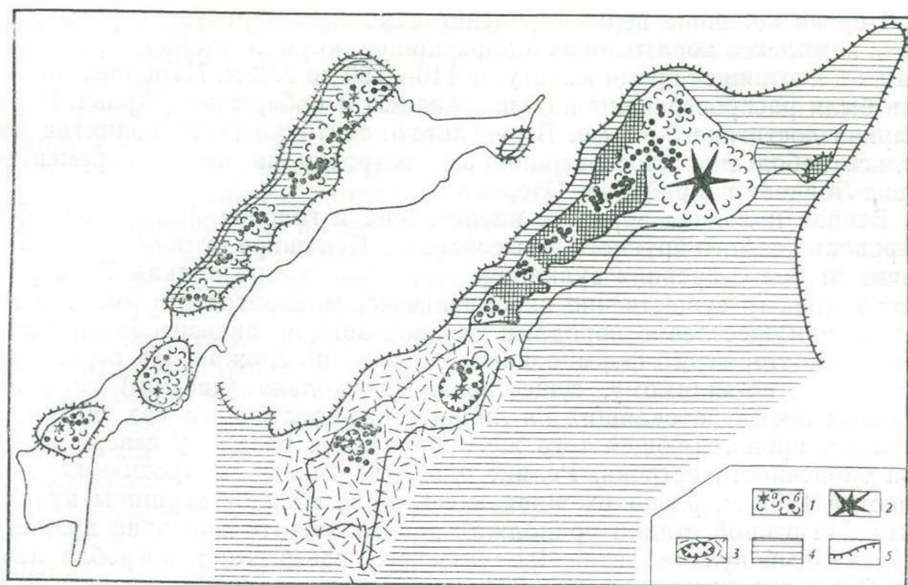


Рис. 93. Палеогеографические схемы острова Кунашир

1 — вулканы и их лавовые потоки: а) действующие, б) потухшие; 2 — действующие существенно пирокластические стратовулканы; 3 — кальдеры и связанные с ними пирокластические покровы; 4 — морские террасы; 5 — древняя береговая линия

не превышала 300—400 м, а общая высота острова была не более 450—500 м. Большинство вулканов было сосредоточено близ северной оконечности острова, на остальной территории они встречались эпизодически. Островная суша характеризовалась преобладанием денудационно-тектонического рельефа, вулканический рельеф в связи с относительно небольшим масштабом вулканизма занимал подчиненное положение.

В течение второй половины верхнего плейстоцена тип вулканических проявлений существенно не изменился: по-прежнему продолжалось формирование небольших и средних по размерам существенно лавовых стратовулканов, сложенных андезитобазальтами и андезитами. Вулканизм, непрерывное тектоническое воздымание блока и эвстатическое понижение уровня моря в связи с ростом ледников среднеплейстоценовой эпохи привели к увеличению высоты островной суши до 700—800 м. При этом в несколько раз возросла ее площадь. Однако такая высота, по-видимому, была недостаточной для появления здесь ледников. Во-первых, из-за относительно низкой широты (этот участок располагается южнее 45° с. ш.) и, во-вторых, в связи со смягчающим влиянием моря.

В первой половине верхнего плейстоцена масштаб вулканизма заметно сокращается. В это время вулканическая деятельность сосредотачивается на самом севере острова. В расположенном здесь Руруйском вулканическом массиве происходит образование наиболее молодых из находящихся здесь построек этого типа вулканов Руруй, Сибирцева и др. Завершающая стадия вулканизма в пределах Руруйского массива характеризуется излиянием очень мощных (до 30—40 м) андезитовых потоков вязкой лавы и формированием на месте центров извержения лавовых и экструзивных куполов Вильямса, Гедройца и др. Вполне вероятно, что вулканическая деятельность могла иметь место и в пределах участка, погребенного вулканогенными образованиями, связанными с возникновением молодого вулкана Тятя. Фрагмент одной из таких построек (выс. 748) наблюдается, в частности, в северо-восточном секторе подножья последнего.

Первая половина верхнего плейстоцена характеризуется формированием комплекса абразионных и абразионно-аккумулятивных террас, имеющих в настоящее время высоту от 140—150 до 250 м. Наиболее широко они были распространены на Тихоокеанском побережье острова, где их ширина достигала 5—6 км. В результате тектонического поднятия появились небольшие плосковершинные островки на месте современного п-ова Ловцова и в районе г. Озерной.

Вторая половина верхнего плейстоцена и голоцен — это время формирования самого крупного и высокого на Кунашире вулкана Тятя. В отличие от более древних вулканических образований вулкан Тятя является типичным существенно пирокластическим стратовулканом, сложенным преимущественно породами базальтового и андезитобазальтового состава. История его формирования достаточно сложна. На первой стадии здесь, по-видимому, существовали несколько (две-три) самостоятельных построек, сидящих на линии северо-восточного (аз. 50°) простирания, продолжающей того же направления разлом у северо-восточной оконечности острова. Реликт одной из таких построек — вершина высотой 1352 м, расположенная к северо-востоку от вершины вулкана Тятя. На второй стадии продолжал действовать только один вулкан — современный вулкан Тятя. Продукты его извержения погребли почти все более древние постройки. Заключительная стадия активности отличалась мощными взрывами, в результате чего образовались крупный (до 2,5 км в поперечнике) кратер на вершине конуса и четыре менее (0,3—1,2 км) крупные эксплозивные формы на его склонах. Уже в историческое время в вершинном кратере вырос молодой конус. Интересно отметить, что начало вулканической деятельности вулкана Тятя практически совпадает с началом последнего крупного этапа базальтового вулканизма.

В начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи максимальная высота острова составляла не менее 1300—1400 м. Поэтому, возможно, наиболее высоко приподнятый район северного участка — вершинная часть Руруйского вулканического массива — являлась центром оледенения. Однако присутствие следов ледниковой деятельности этого времени позволяет говорить только об очень небольших размерах ледников и оледенения в целом.

Середина верхнего плейстоцена — время образования комплекса прекрасно выраженных в рельефе морских абразионных и абразионно-аккумулятивных террас высотой от 35—40 до 80—85 м. Как и более древние межледниковые террасы, они лучше выражены на Тихоокеанском побережье. Наиболее высокая из террас этого комплекса имеет возраст несколько более 40 тыс. лет (см. ниже).

В конце верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи высота северного участка достигала уже 1500—1600 м. Поэтому не исключено, что в это время здесь были небольшие ледники, но, как и в начале эпохи, они не оставили сколько-нибудь хорошо заметных форм, что также свидетельствует о незначительном размере оледенения, если таковое вообще было.

В голоцене формируются наиболее молодые из выраженных на Кунашире морских террас: 18—20-метровая абразионно-аккумулятивная и комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 5—6 м.

История развития рельефа южной половины острова в течение второго этапа во многом была иной. Это относится и к истории вулканизма, и к истории формирования рельефа островной суши в целом.

На протяжении почти всего среднего плейстоцена вершинная часть юга Кунаширского блока была опущена ниже уровня моря. На это указывают небольшие высоты кровли неогеновых пород, не поднимающейся здесь выше 200 м, и отсутствие вулканических образований, которые можно было бы отнести к началу среднего плейстоцена. Исключение со-

ставлял лишь небольшой островок в районе г. Отдельной (474, 8 м), являющейся, по-видимому, отпрепарированным экструзивным телом.

Первые относительно крупные массивы суши возникли здесь либо в конце среднего плейстоцена, когда уровень моря значительно понизился, либо в начале верхнего плейстоцена, поскольку этот участок характеризуется широким распространением морских террас, сформированных во время верхнеплейстоценового межледникового. Вероятно, к этому же интервалу относится и начало вулканической деятельности в районах вулканических массивов Менделеева и Головнина. Хотя и не исключено, что наиболее древние из развитых здесь вулканических аппаратов были созданы в течение первой половины среднего плейстоцена. Как и на севере, типичными формами первой фазы вулканической активности здесь были существенно лавовые стратовулканы, сложенные андезито-базальтами и андезитами. В настоящее время остатки этих вулканических построек распространены по периферии кальдер Менделеева и Головнина. Вполне возможно, как это предполагает Е. К. Мархинин (1959), что вулканическая деятельность началась здесь еще в подводных условиях. Однако он совершенно неправ, утверждая, что первый докальдерный этап вулканической активности в пределах обоих массивов характеризуется возникновением гигантских конусов вулканов, так как уступы кальдер срезают не одну крупную вулканическую постройку, а несколько мелких форм, различных по типу и времени образования. За счет тектонического поднятия и вулканической аккумуляции к концу первой половины среднего плейстоцена на месте южной половины Кунашира возникли два крупных, близких по строению рельефа острова. Наиболее высокие части этих островов имели вулканическое происхождение, представляя слившиеся между собой конусы различных по размеру и возрасту существенно лавовых стратовулканов, а периферийные равнинные участки являлись площадками невысоко поднятых и слабо расчлененных морских террас. Друг от друга острова были отделены нешироким проливом, расположенным в районе современного Серноводского перешейка. Такой же пролив разделял южную и северную часть Кунашира. Максимальные высоты островов не превышали 400—500 м. Поэтому благоприятных условий для появления ледников в среднем плейстоцене здесь не было.

Во второй половине верхнего плейстоцена в центральной части вулканических массивов произошли гигантские взрывы, сопровождавшиеся массовыми выбросами дацитово-пирокластиче-ских пирокластических. Оба эти взрыва произошли практически одновременно, так как в районах кальдер Головнина и Менделеева изверженный материал перекрывает поверхность одной и той же 80—85-метровой террасы. Тем более, что абсолютные датировки органических остатков, лежащих непосредственно под отложениями пирокластических покровов, также очень близки: в районе кальдеры Менделеева $39\,300 \pm 600$ и $40\,200 \pm 750$ лет назад (ГИН-124, а, б), в районе кальдеры Головнина — $38\,800 \pm 800$ л. н. (ГИН-581). Выброшенный пирокластический материал частично отложился на суше, где он образовал пирокластические покровы в окрестностях кальдер, а частично выпал в море. Общий объем пирокластических, ассоциирующийся с кальдерой Менделеева, по оценке И. В. Мелекесцева, равен $10\text{—}12 \text{ км}^3$, а с кальдерой Головнина — $6\text{—}8 \text{ км}^3$.

Посткальдерная вулканическая деятельность в кальдере Менделеева выразилась в образовании нескольких небольших существенно лавовых стратовулканов и более 10 лавовых и экструзивных куполов. Полость кальдеры была заполнена мощными лавовыми потоками. Большинство этих образований имеет верхнеплейстоценовый возраст и сложено, по данным Г. С. Горшкова (1967), двупироксеновыми андезито-базальтами и базальтами. В голоцене возник только экструзивный купол центрального конуса, образование которого предварялось излиянием

мощных потоков вязкой лавы. В отличие от более древних форм этот купол сложен дацитами с содержанием SiO_2 65,5%.

Посткальдерный вулканизм в кальдере Головнина имел значительно меньшие масштабы. Здесь возникли только три дацитовых экструзивных купола. Наиболее молодым вулканическим образованием является маар оз. Кипящего. Вполне вероятно, что он связан с историческим извержением, бывшим всего несколько сот лет назад.

В начале верхнеплейстоценовой ледниковой эпохи максимальная высота в пределах южной половины достигала всего 500—600 м, а в конце ее не превышала 700—800 м. Поэтому трудно предполагать наличие здесь каких бы то ни было ледников в это время.

Середина второй половины верхнего плейстоцена — время образования комплекса абразионно-аккумулятивных морских террас высотой от 35—40 до 80—85 м. Однако в рельефе выражены лишь наиболее низкие из них, поскольку 80—85-метровый уровень погребен изверженным пирокластическим материалом, выброшенным при образовании кальдер Менделеева и Головнина. На Тихоокеанском побережье острова, к югу от м. Пузанова удалось датировать горизонт торфа, который лежит непосредственно на отложениях 80—85-метровой террасы. Его возраст оказался равным $41\,300 \pm 1000$ лет (ГИН-436), что позволяет относить время образования площадки террасы к началу верхнеплейстоценового межстадиала.

Полученные спорово-пыльцевые спектры из торфа бедные и представлены в основном пылью травянистых и кустарниковых растений (65%). Доминирует пыльца *Ericaceae* и *Superaceae*. Присутствует пыльца *Gramineae*, *Compositae*, *Umbeliferae*, *Rosaceae* и др. В группе древесных господствует пыльца семейства *Betulaceae* (*Betula* sect. *Costatae*, *Alnaster*), присутствует пыльца *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxydon*. Встречены споры *Sphagnales*, *Bryales*, *Polypodiaceae*. Во время образования торфа на острове были широко распространены открытые заболоченные пространства. Склоны гор занимали редколесья из каменной березы с травяным покровом из папоротников и высокотравья, большие площади занимал ольховник. По благоприятным местообитаниям сохранялись небольшие участки темнохвойных лесов. Климат был несколько холоднее современного.

Диатомовая флора из горизонта торфа состоит из 36 форм пресноводных видов, относящихся к 11 родам. В ней доминируют: *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs f. sp.—5, *M. italica* var. *valida* (Grun) Hust. f. sp.—4, *Pinnularia viridis* var. *intermedia* Cl.—4, *P. viridis* (Nitzsch.) Ehr. f. sp.—4, субдоминанты (оценки обилия «нередко»): *Eunotia fallax* A. Cl., *E. praerupta* Ehr. var. *praerupta* et var. *muscicola* Boye P., *E. valida* Hust., *Navicula contenta* Grun., *Pinnularia* aff. *divergentissima* (Grun.) Cl., *P. microstauron* var. *brebissonii* f. *linearis* O. Müll. × *P. isostauron* Grun. Общий характер комплекса: преобладание северобореальных форм диатомей и отсутствие южнобореальных, позволяет, по мнению Е. Г. Лупикиной, считать, что формирование его происходило в условиях, близких к современным.

Судя по полученным абсолютным датировкам и климатическим условиям времени формирования горизонта торфа, 80—85-метровая терраса возникла здесь в конце раннего потепления верхнеплейстоценового межстадиала, окончившегося около 45 тыс. лет (Кинд, 1972).

В начале голоцена южная половина Кунашира все еще состояла из двух отдельных островов, разделенных проливом в районе Серноводского перешейка. Воссоединение этих островов произошло только во второй половине голоцена, о чем свидетельствует развитие на перешейке позднеголоценовых морских аккумулятивных террас. Озеро лагунное — реликт наиболее глубокой части пролива, отшнурованной от моря перемычками из морских и лагунных осадков.

В современную эпоху хорошо видна разница в строении рельефа северной и южной половины острова. В северной части неогеновый фундамент поднят до высоты 500—600 м, а четвертичные вулканические образования развиты локально, за исключением участков, где располагаются сложно построенный вулканический массив Руруй и самый крупный и высокий на Кунашире вулкан Тятя. Поэтому здесь доминирует низкогорный и холмистый денудационно-тектонический рельеф на неогеновых породах. Характерна отчетливая ярусность рельефа, поскольку кровля неогеновых пород срезана площадками средне- и верхнеплейстоценовых морских террас. В южной части неогеновый фундамент не поднимается выше 200 м, а основная площадь занята вулканическими массивами Менделеева и Головнина. Преобладает вулканический рельеф, а холмистый денудационно-тектонический рельеф, возникший за счет расчленения верхнеплейстоценовых морских террас, занимает подчиненное положение.

В целом по острову вулканический и денудационно-вулканический рельеф развит на площади около 700 км² (45% всей островной суши). При этом ведущая роль принадлежит вулканическим образованиям средне-верхнеплейстоценового возраста. Единственное крупное молодое вулканическое образование — вулкан Тятя. Всего на Кунашире насчитывается сейчас более 100 вулканических форм. Большинство из них имеет небольшие размеры. Вулканическим формам принадлежит главная роль в формировании современного горного рельефа острова, поскольку все вершины выше 500—600 м на севере и выше 200 м на юге имеют вулканическое происхождение.

Кунашир отличается относительно большим распространением аккумулятивных равнин морского, озерно-лагунного и аллювиального происхождения, занимающих около 125 км². Это обусловлено главным образом тем, что во второй половине голоцена произошла ликвидация обширных морских заливов и проливов. Равнины, сложенные обвальнополозными толщами, развиты на площади 23 км². Участки их имеются в пределах Руруйского вулканического массива, в кальдерах Менделеева и Головнина и других местах. Как правило, все участки приурочены к полям развития измененных пород.

В настоящее время островная суша Кунаширского блока имеет максимальные абсолютные высоты за весь четвертичный период, так как наиболее высокие вершины северной (вулкан Тятя) и южной частей (вулкан Менделеева) достигли своих наибольших высот в голоцене. Максимальная площадь суши отмечалась в конце верхнего плейстоцена, когда о. Кунашир соединялся с о. Хоккайдо и о-вами Малой Курильской гряды, образуя единый массив суши.

В современную эпоху сохраняется тенденция к общему тектоническому поднятию островной суши, начавшемуся в среднем плейстоцене. Средняя скорость поднятия за голоцен остается примерно такой же, как и за весь период, т. е. равной около 2—2,1 мм/год.

КОМАНДОРСКИЕ ОСТРОВА

Командорские острова представляют собой два поднятых блока на шельфовой плите, образующей вершину подводного хребта западной части Алеутской островной дуги. Остров Беринга располагается в юго-западной части плиты, непосредственно близ уступа континентального склона, обрывающегося к желобу. Остров Медный, напротив, вытянут вдоль уступа, отделяющего хребет островной дуги от тыловой впадины Берингова моря. Оба острова выражены в виде хребтов, крутыми уступами, высотой 100—250 м, обрывающимися к морю. Вдоль береговой линии следует узкая полоса отмели глубиной 0,8 м, после чего очертания островов повторяются крутыми прямолинейными уступами подвод-

ного рельефа. Высота хребтов колеблется от 150 до 751 м (г. Стеллера) на о. Беринга и от 360 до 640 м на о. Медный.

Рельеф большей части гор — денудационно-тектонический. Эрозия препарирует складки палеоген-миоценовых отложений. Водоразделы второго порядка следуют в основном простираанию отдельных пачек пород. Отмечается разная расчлененность рельефа в поле развития плотных песчаников, алевролитов и конгломератов нижней части разреза, с одной стороны, и диатомитов и песчаников верхней части разреза — с другой. В первом случае борта основных речных долин имеют крутые склоны и практически не расчленены распадками. Во втором случае борта долин более пологие и в среднем на 1 км длины долины приходится один боковой распад. Большая часть речных долин (за исключением наиболее крупных, как правило, следующих линиям разломов) носит подвешенный характер — разработанная долина обрывается береговым уступом. Этим объясняется образование многочисленных водопадов в устьевой части рек. Высота водопадов колеблется от 10—15 до 100—200 м.

Блоковое строение островов четко проявляется в их морфоструктуре. Прямолинейность подводных уступов и параллельных им береговых обрывов свидетельствует о том, что поднятие хребтов произошло за счет движений по разломам. При этом ориентировка разломов, ограничивающих блоки, различна на обоих островах.

Остров Беринга в целом вытянут на северо-запад, т. е. ориентирован под углом к простираанию западной ветви Алеутской дуги. Главную часть острова занимает горный хребет, протягивающийся от восточной оконечности острова до меридиана с. Никольского (см. рис. 94). В его пределах выделяется два блока (с востока на запад): один — от юго-восточной оконечности острова (м. Монати) до сквозной долины рек Половинная и Перешеек и другой — от этой долины до обширного понижения рельефа и депрессии села Никольского оз. Саранного. Оба блока имеют форму параллелограммов. Они ограничены с одной стороны зонами разломов северо-западного направления, следующими вдоль острова, а с другой — меридиональными разломами. Самый восточный из таких разломов следует вдоль восточного берега острова — от м. Монати по меридиану, определяя прямолинейность береговой линии на этом участке. Вторая зона идет по сквозной долине рек Половинная и Перешеек. Наконец третья, самая западная зона четко прослеживается вдоль приспособившегося к ней уступа террасы, идущего от устья р. Кислой в общем направлении на север к среднему течению р. Каменки. Расстояние между меридиональными разломами (т. е. ширина блоков) — 18—20 км. Для обоих блоков характерно общее понижение поверхности водоразделов с юга на север, вдоль диагонали параллелограмма, образуемого ограничивающими блоки разломами. Так, в восточном блоке высота водоразделов снижается от 512—612 м у м. Монати на юго-востоке до 400—200 м у м. Толстый на северо-западе. Аналогичное снижение высот наблюдается и в западном блоке — от 520—560 м на юго-востоке, у бухты Изюговой (в этом же районе расположена и г. Стеллера высотой 751 м), до 290 м в верховьях р. Каменки и 130 м к северу от устья р. Старогаванской. Снижение отметок водоразделов в общих чертах следует направлению погружения складчатых толщ фундамента, хотя местами и отмечаются отдельные отклонения от этого правила.

Кроме разломов северо-западного и меридионального направления отмечаются также короткие (2—6 км) разломы северо-западного (315°) простираания. Вдоль них фиксируются не только вертикальные, но и горизонтальные смещения слоев и меридиональных разломов. Штрихи на поверхностях сместителей ориентированы горизонтально. Можно заключить, что разломы эти имеют характер сбрососдвигов. Отмечены также поперечные разломы северо-восточного направления.

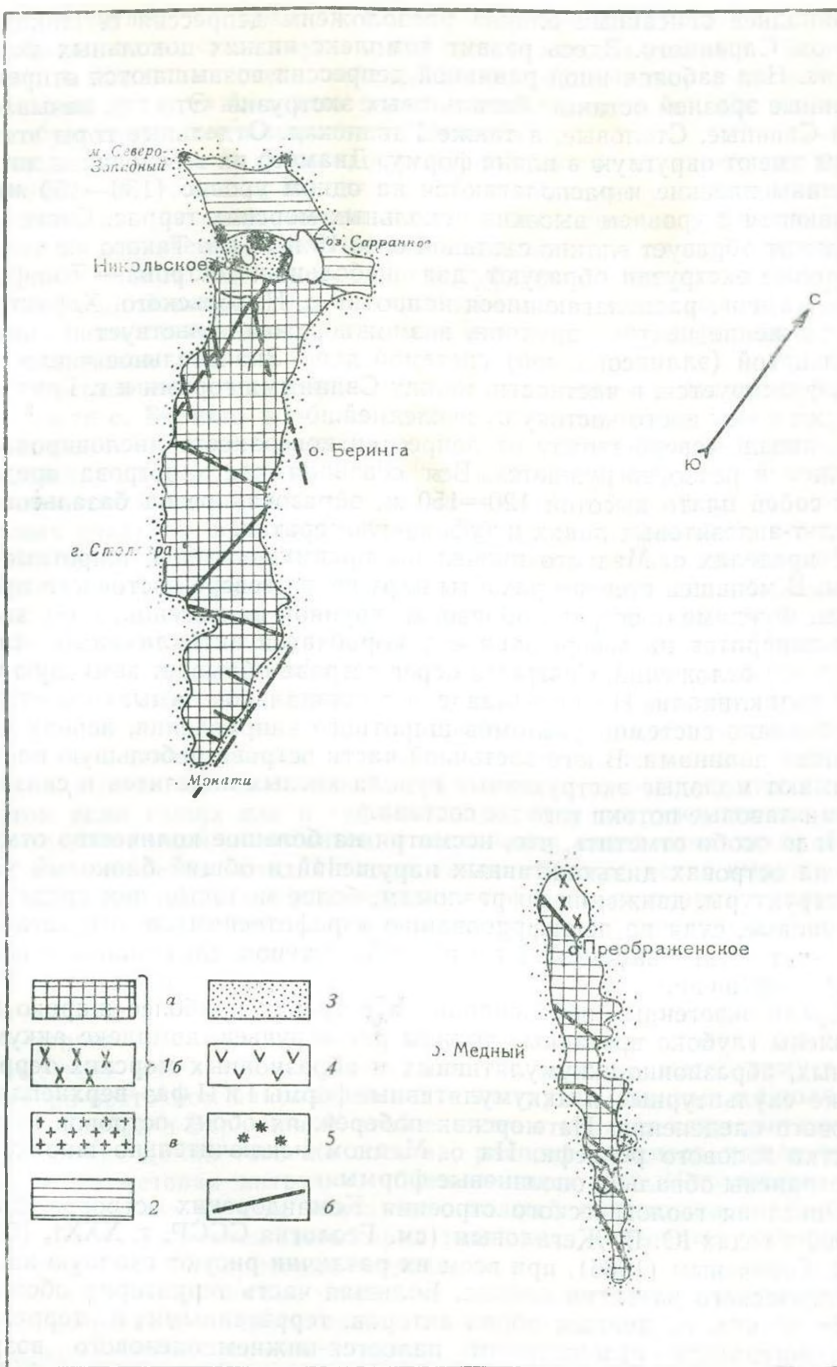


Рис. 94. Схема современной структуры Командорских островов

1 — тектонические поднятия, сформировавшиеся на: а — дислоцированных толщах палеоген-нижнемиоценового возраста, б) палеогеновых экструзиях липаритов, в) интрузии гранодиоритового состава; 2 — обработанные абразией аккумулятивные вулканические плато (N_2-Q_1); 3 — зоны аккумуляции рыхлых четвертичных отложений; 4 — зона развития аккумулятивных вулканических форм — экструзивные купола андезитового состава и связанные с ними лавовые потоки (Q_2); 5 — отпрепарированные абразией центры базальтовых излияний и интрузии (N_2-Q_1); 6 — разломы

Западнее описанных блоков расположены депрессия с. Никольского — оз. Саранного. Здесь развит комплекс низких цокольных морских террас. Над заболоченной равниной депрессии возвышаются отпрепарированные эрозией останцы базальтовых экструзий. Это так называемые горы Свинные, Столовые, а также Гаванская. Отдельные горы этой системы имеют округлую в плане форму. Диаметр их в основании до 1 км. Вершины плоские и располагаются на одном уровне (130—150 м), совпадающем с уровнем высоких цокольных морских террас. Система таких высот образует эллипс с длиной осей 10 и 15 км. Такого же типа базальтовые экструзии образуют два небольших острова — Топорков и Арий Камень, располагающиеся напротив с. Никольского. Характерное расположение центров эрупции, возможно, свидетельствует о связи их с кольцевой (эллипсовидной) системой даек. Значительное число таких даек фиксируется, в частности, между Свинными горами и г. Гаванской, а также к югу и юго-востоку от последней.

К западо-северо-западу от депрессии поверхность дислоцированных отложений резко погружается. Вся северная часть острова представляет собой плато высотой 120—150 м, образованное на базальтовых и базальт-андезитовых лавах и туфоконгломератах.

В пределах о. Медного проявлены преимущественно широтные разломы. В меньшей степени развиты нарушения северо-восточного простирания. Фундамент острова образован крупной палеогеновой (?) экструзией липаритов на северо-западе и коробчатой антиклиналью палеогеновых (?) отложений. Северный берег острова обрывает замковую часть этой антиклинали. На юго-западе периклинальное замыкание структуры оборвано системой разломов широтного направления, используемых речными долинами. В юго-восточной части острова небольшую площадь занимают молодые экструзивные купола кислых андезитов и связанные с ними лавовые потоки того же состава.

Надо особо отметить, что, несмотря на большое количество отмеченных на островах дизъюнктивных нарушений и общий блоковый характер структуры, движения по разломам, более молодые, чем среднеплейстоценовые, судя по дешифрированию аэрофотоснимков, отсутствуют — здесь нет четких выраженных в рельефе уступов, следующих зонам молодых нарушений.

Среди экзогенных образований на островах наиболее широко представлены глубоко врезуемые долины рек и ручьев, комплекс аккумулятивных, абразионно-аккумулятивных и абразионных морских террас, а также скульптурные и аккумулятивные формы I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения. На морских побережьях обоих островов имеются участки эолового рельефа. На о. Медном исключительно широко распространены обвально-оползневые формы.

Описания геологического строения Командорских островов, данные в 1960-х годах Ю. В. Жегаловым (см. Геология СССР, т. XXXI, 1964) и А. В. Горячевым (1966), при всем их различии рисуют сходную картину геологического развития района. Большая часть территории обоих островов занята, по данным обоих авторов, терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями палеоген-нижнемиоценового возраста (свита Толстого м., по Ю. В. Жегалову, беринговская свита, по А. В. Горячеву). Расчленение этого комплекса не проводилось. Отмечались пологие углы наклона пород, образующих антиклинальные складки (по Ю. В. Жегалову) или моноклинали (по А. В. Горячеву).

Наиболее неясной проблемой геологии Командорских островов являлся вопрос о месте туфоконгломератов северной части острова Беринга. Ю. В. Жегалов считал их аналогами конгломератов, протягивающихся полосой через остров от м. Буян до устья р. Кислой. По его мнению, эти конгломераты перекрыты песчаниками и диатомитами района оз. Саранного, которые датировались нижним миоценом. А. В. Горячев,

напротив, считал, что никакой полосы «буяновских» конгломератов Ю. В. Жегалова не существует, а туфоконгломераты севера о. Беринга залегают в основании всего наблюдаемого на Командорах палеогенового разреза (так называемые конгломераты подножья). Он выделил их в особую свиту конгломератов м. Вакселя.

В последние годы на Командорах геологические исследования были проведены Э. Н. Эрлихом. В ходе их особое внимание уделялось, естественно, наиболее неясным моментам геологии островов — расчленению и датировке терригенно-вулканического комплекса — палеоген-миоценовых отложений и положению в разрезе туфогенной толщи севера о. Беринга. Последний вопрос для нас наиболее существен, так как выяснилось, что с ним связан вопрос о начале новейшего этапа формирования рельефа островов.

Было установлено, что туфоконгломераты района м. Вакселя (и северной части о. Беринга вообще) составляют один из элементов толщи базальтовых и андезитобазальтовых лав. В составе толщи лавы переслаиваются с горизонтами туфов и туфоконгломератов. Мощность отдельных горизонтов колеблется в среднем от 0,5 до 3 м, однако на отдельных участках достигает 100 м. Количество туфового и туфоконгломератового материала в разрезе увеличивается с запада на восток: они практически отсутствуют в разрезах Тихоокеанского побережья и полностью слагают разрез на берегу Берингова моря между мысами Тонкий и Вакселя. В толще отмечается большое количество базальтовых даек и небольших штоков. Отдельные пласты толщи залегают под очень пологими ($5-10^\circ$) углами, погружаясь в общем направлении на юг и юго-восток. К северу от оз. Саранного наблюдалось прямое перекрытие этими лавами размытой поверхности толщ песчаников и диатомитов — наиболее молодых из вскрытых эрозией третичных отложений. При этом если толща лав и туфоконгломератов погружается на юг и юго-восток, то толща диатомитов и песчаников имеет отчетливое падение на север и северо-запад. Налицо, таким образом, четко выраженное структурное несогласие между осадочно-туфогенным разрезом отложений, развитых на большей части Командорских островов, и лавово-пирокластическим комплексом северной части о. Беринга.

К полю сплошного развития лав и пирокластики рассматриваемого комплекса с юга примыкает обширная (10×14 км) заболоченная равнина — депрессия с. Никольского и оз. Саранного, где отмечаются экструзивные тела базальтов, расположенные по эллипсу, вытянутому в северо-северо-восточном направлении. Это экструзии Свинных и Столовых гор, горы Гауйта и Заречная. К этой системе относятся также многочисленные мелкие дайки того же состава, располагающиеся между экструзиями, и пластовая интрузия, обнажающаяся у с. Никольское. Все тела имеют четкие рвущие контакты с толщей песчаников и диатомитов, слагающей верхнюю часть серии третичных осадочных пород, развитых на остальной территории острова.

Все приведенные данные отчетливо свидетельствуют о постскладчатом характере базальтового вулканизма этого района. Углы наклона слоев лавово-пирокластической толщи обычны для углов естественного растекания эффузивов.

Маловероятна аналогия этой толщи с породами других частей разреза, с которыми она сопоставляется по Ю. В. Жегалову и А. В. Горячеву. Конгломераты, развитые у м. Буян, ни в одном случае не содержат гальки базальтов, сходных с развитыми в северной части о. Беринга. Туфоконгломераты же района м. Вакселя переполнены обломками базальтов и андезитобазальтов из залегающих рядом лавовых потоков.

Обломки имеют размер от 1—2 до 30—40 см в поперечнике и составляют до 60—80% объема слоя. По этим данным, параллелизацию

конгломератов буяновской свиты с туфоконгломератами можно считать неубедительной. То же следует считать и в отношении параллелизации с лавово-пирокластической толщей северной части о. Беринга лав и конгломератов, вскрытых в основании разреза палеогеновых отложений о. Медный (Горячев, 1966). Здесь, близ с. Преображенское, обнажаются шаровые лавы, типичные для подводных излияний. Лавы того же типа отмечены в юго-восточной части о. Беринга (бухта Изюговая). Они также залегают в основании палеогенового разреза и не имеют ни малейшего отношения к лавово-пирокластической толще северной части этого острова. Резко различны лавы обоих типов и по петрохимическим особенностям.

Учитывая постскладчатый характер излияния, полную аналогию состава вулканических пород и характера их залегания, можно полагать, что рассматриваемая толща и близкие к ней по составу рвущие тела параллелизуются с комплексом верхнеплиоценовых-нижнечетвертичных платоэффузивов Камчатки.

Таким образом, можно говорить о том, что после происшедшей в постнижнемиоценовое (?) время складчатости район Командорских островов на протяжении длительного времени подвергался эрозии, осадконакопления здесь не происходило. И лишь в самом конце плиоцено-нижнем плейстоцене здесь на ограниченной площади происходили базальтовые излияния, заливавшие выровненную поверхность древнего рельефа. Близ м. Северо-Западный среди лав и туфоконгломератов отмечены прослойки песчаников с фауной пелеципод. Это явно указывает на то, что по крайней мере часть излияний происходила в морских условиях. Об этом же свидетельствует и то, что обломки в туфоконгломератах обычно хорошо окатаны. Важно отметить и еще один факт — среди гальки туфоконгломератов встречаются крупные (до 20 см) окатанные обломки гранодиоритов и кремней. Ближайший выход гранодиоритов располагается на северном берегу о. Медный и никак не мог служить источником сноса. Учитывая этот факт, можно говорить о существовании в период излияний базальтов островной суши, служившей источником сноса. Судя по тому, что галька гранодиоритов отмечается вдоль всего участка северного берега о. Беринга к северо-востоку от м. Северный и в районе м. Вакселя, предполагаемая островная суша находилась к северу и северо-востоку от о. Беринга, возможно между ним и о. Медным.

В высоких цокольных террасах в самом с. Никольском обращает на себя внимание мощная (до 1,5 м) кора выветривания на размытой поверхности силла базальта. Базальт здесь превращен в дресву. Переход между дресвой и неизмененным базальтом постепенный. Мощность зоны перехода 7—15 см. Отдельность неизмененных базальтов прямо продолжается в пределах коры выветривания. Сверху кора перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями. Этот факт представляется очень важным, так как свидетельствует о достаточно длительном выветривании, проходившем в условиях выровненной (или по крайней мере очень мало расчлененной) суши в период, следующий за эпохой базальтового вулканизма.

Восстановление последующей истории развития рельефа Командорских островов произведено главным образом на основе анализа широко распространенных здесь морских террас и следов ледниковой деятельности I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения.

И. В. Мелекесцевым на островах были выделены следующие террасовые уровни: 1) комплекс низких аккумулятивных террас высотой до 5—6 м; 2) комплекс средних абразионно-аккумулятивных и абразионных террас высотой 14—15, 18—20, 40—45, 75—80 и 85—90 м, 3) комплекс высоких абразионных террас высотой 160—170, 220—240, 280—300, 340, 370—380, 400, 440—450, 480—500 и 540—560 м. Было

установлено, что все морские террасы начиная от 18—20-метровой и более низкие имеют голоценовый возраст, так как они моложе морен и флювиогляциальных террас II фазы верхнеплейстоценового оледенения. Голоценовый возраст 2,5—3- и 18—20-метровой морских террас подтвержден также абсолютными датировками и данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов. В свою очередь морены II фазы оледенения лежат на поверхности морских террас высотой более 40—45 м. Морены I фазы верхнеплейстоценового оледенения перекрывают поверхность террас, имеющих высоту более 160—170 м, и срезаются террасами высотой менее 85—90 м.

Подобные соотношения позволили предположить, что 40—45, 75—80 и 85—90-метровая морские террасы сформированы во время верхнеплейстоценового межстадиала, а все более высокие — до начала верхнеплейстоценового оледенения.

Как и в других местах, морские террасы были использованы для определения скорости тектонического поднятия территории Командорских островов. При этом в качестве маркирующих уровней для расчета были взяты 18—20, 40—45, 75—80 и 85—90-метровая террасы, поскольку их возраст определен точнее других.

На о. Беринга 18—20-метровая морская терраса сопрягается с прекрасно выраженными в долинах рек и ручьев вторыми надпойменными террасами, переходящими в их верховьях в обширные заболоченные низины с реликтовыми озерами. Присутствие в разрезах аллювиальных террас горизонтов торфа и оторфованных прослоев позволило определить не только относительный, но и абсолютный возраст (по C^{14}) этих форм, а соответственно и датировать одновозрастную им 18—20-метровую морскую террасу. Типичным примером такого разреза II надпойменной террасы является разрез на левом берегу р. Большой Ракушник в северо-западной части о. Беринга (рис. 95).

Проведенный И. А. Егоровой спорово-пыльцевой анализ террасовых отложений показал, что спорово-пыльцевая диаграмма торфяника о. Беринга состоит из двух частей. Нижняя часть (обр. 1—3) диаграммы отражает растительность травянистой тундры, а верхняя (обр. 4—8) — травянисто-кустарниковой тундры. Во время формирования нижней части разреза существовали суровые климатические условия, сходные с современным климатом Чукотки, а во время формирования верхней его части наблюдалось некоторое улучшение климата. Расширяла свои ареалы даже каменная береза.

При сравнении со спорово-пыльцевыми диаграммами Центральной Камчатской депрессии (Яра Черный и Большой) наблюдается некоторое сходство хода изменения климатических условий. В торфяниках депрессии фиксируется три горизонта, соответствующих климатическому оптимуму, некоторому похолоданию и опять более теплоту периоду. В торфянике о. Беринга фиксируется только два горизонта, соответствующие двум верхним горизонтам депрессии (суббореальный и субатлантический периоды). Отсутствуют отложения, соответствующие климатическому оптимуму. Поэтому, наиболее вероятно, что торфяник о. Беринга сформировался во вторую половину голоцена.

Параллельное изучение разреза методом диатомового анализа, проведенное Е. Г. Лупкиной, позволило выделить в нем три слоя.

В комплексе I (нижнего) слоя (0,8—0,6 м от бровки) определено 138 видовых и внутривидовых таксонов диатомей из 28 родов. Качественно преобладают бентические диатомеи (донные формы и формы обрастаний). Среди них наиболее разнообразно представлены роды *Fragilaria* (13 форм), *Navicula* (17 форм), *Pinnularia* (24 формы), *Symbella* (10 форм), *Gomphonema* (12 форм). Присутствие экологически разнородных групп видов среди диатомей — озерно-речных и болотных — свидетельствует о далеко не стабильном режиме неглубокого водоема,

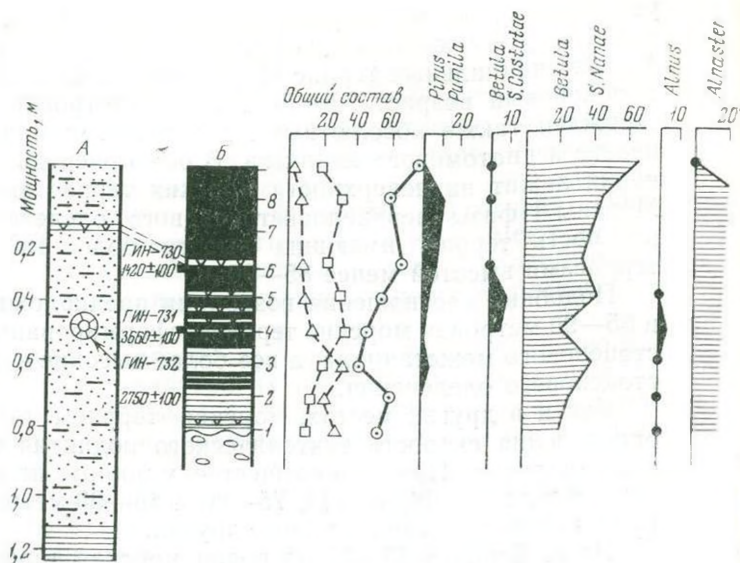


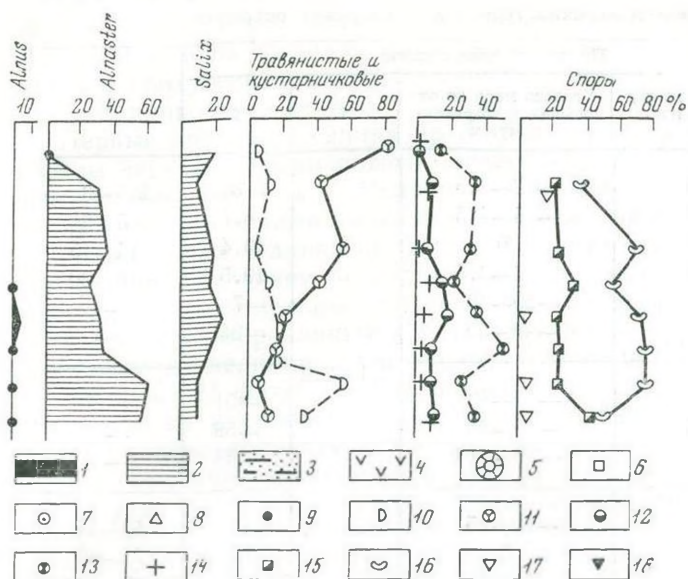
Рис. 95. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений о. Беринга

1 — торф; 2 — суглинок; 3 — песок оторфованный; 4 — прослои вулканических пеплов; 5 — погребенная древесина; 6 — сумма пыльцы древесно-кустарниковой группы; 7 — сумма пыльцы травянистых и кустарниковых; 8 — сумма спор; 9 — содержание пыли до 2%; 10 — Cyperaceae; 11 — Eragraceae; 12 — Gramineae; 13 — разнотравье; 14 — Artemisia; 15 — Lycopodiaceae; 16 — Polypodiaceae; 17 — Bryales; 18 — Sphagnales.

который имел связь с речными водами и периодически заболачивался. Трофичность водоема также не была постоянной, в целом его можно отнести к мезотрофному типу. Доминирующее положение в комплексе диатомей I слоя занимают виды, предпочитающие умереннохолодноводные водоемы северобореальной зоны; арктобореальные и умереннотепловодные южнобореальные, по А. П. Жузе (Жузе, 1961; Jousé, 1966), не превышают соответственно 3 и 8% от общего числа олигогалобов. Сопоставление флоры диатомей I слоя с экологически однотипными комплексами, характерными для современных мелких водоемов приречной зоны острова, указывает на близкие в климатическом отношении условия их формирования.

Слой II (0,6—0,3 м от бровки) содержит 88 форм диатомей из 22 родов. Наряду с уменьшением видового разнообразия флоры по сравнению с I слоем особенностью этого комплекса является увеличение численности холодолюбивых видов: *Melosira italica* var. *valida*, *M. italica* subsp. *subarctica*, *Diatoma hiemale*, *Fragilaria virescens*, *Diploneis parma* и некоторых других, а также плохая сохранность панцирей многих видов в ряде проб. Последний факт, по всей вероятности, следует объяснить обмелением мелкого водоема, возможно периодическим его высыханием.

В составе диатомей III слоя (0,3—0,1 м от бровки), формировавшегося после последнего пеплового прослоя, отмечается еще большее обеднение систематического состава (46 форм из 19 родов) и увеличение числа арктобореальных форм (до 6,5%). Снижается процентный состав и численность умереннотепловодных видов. Сохранность панцирей хорошая. Как и комплекс II слоя, диатомей слоя III отражают ухудшение трофичности водоема и некоторое снижение его температурного режима по сравнению с временем формирования I слоя. Характер изменения диатомовой флоры снизу вверх в изученном разрезе, значительное сходство комплексов выделенных нами горизонтов с комплек-



сом конца атлантического и суббореального периода из торфяников Центральной Камчатской депрессии позволяют отнести формирование торфяников о. Беринга ко второй половине голоцена.

Абсолютные датировки горизонта торфа показывают, что он сформировался в течение последних 4 тыс. лет. Образец, взятый с глубины 0,47—0,50 м, имеет возраст около 3700—3900 лет (ГИН-731r1, 3660 ± 100 лет; ГИН-731r2, 3880 ± 140 лет), а образец с глубины 0,30—0,33 м — 1400—1500 лет (ГИН-730r1, 1480 ± 60 лет; ГИН-730r2, 1420 ± 100 лет). Что касается более древних слоев разреза, связанных с вышележащим оторфованным горизонтом постепенным переходом, то они также, по-видимому, не должны сильно отличаться от него по возрасту.

Приведенные данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов не позволяют опустить их нижнюю возрастную границу древнее конца голоценового климатического оптимума. В свете изложенного выше наиболее вероятно связывать формирование 18—20-метровой морской террасы с трансгрессией времени термического оптимума голоцена, т. е. 7—7,5 тыс. лет назад.

По аналогии с другими рассмотренными в предыдущих разделах районами образование 40—45, 75—80 и 80—85-метровой морских террас относится к началу, середине и концу верхнеплейстоценового межстадиала.

Проведенный в соответствии с описанной выше методикой расчет показал, что средняя скорость тектонического поднятия, вычисленная по всем названным уровням, равна здесь около 2,1—2,2 мм/год. Полученная цифра была использована и для расчета высоты всех более древних верхне и среднеплейстоценовых морских террас (табл. 16). Вычисленная средняя скорость тектонических поднятий характерна для района и в течение всей второй половины четвертичного периода. Общая амплитуда поднятия Командорских островов оценена за этот отрезок времени примерно в 650—700 м.

Принимая во внимание величину поднятия островов за вторую половину четвертичного периода, можно предполагать, что еще в начале среднего плейстоцена небольшие островки суши существовали только на месте наиболее высокой юго-восточной части о. Беринга. Высота этих

Абсолютные высоты морских террас Командорских островов

Отдел	Индекс	Предполагаемые террасы				3
		Возраст моментов террасообразования, тыс. лет	Уровень моря по отношению к современному, м	1	2	
Голоцен	Q ₄	2—2,5	— 2—2,5	2,1—2,2	3	2,5—3
		4—4,5	— 4—4,5		4,7	5—6
		6—6,5	0		13,4	14—15
		7—7,5	3—3,5		19,5	18—20
		8,5	—20—30		—7	—
		9,8	—40—50		—24	—
Верхний плейстоцен	Q ₃ ⁴	11	—70—80		—51	—
		12,2	—80—90		—59	—
		15	—90—110		—68	—
	Q ₃ ³	25	—10—15		41	40—45
		35	0		75	75—80
		45	—10—15		85	85—90
	Q ₃ ²	55—59	—50 —60		68	—
		63—65	—100—120		28	—
	Q ₃ ¹	75—80	5		166	160—170
		105	0		226	220—240
		120—130	10—15		281	280—300
Средний плейстоцен	Q ₂ ³	165	0		355	340
		175	0		374	370—380
		190	0		408	400
	Q ₂ ¹	220	0		473	440—450
		260—270	0		570	480—500
		290—300	0		613	540—560
						—

Примечание. Графы: 1 — средняя скорость тектонических поднятий, мм/год; 2 — рассчитанная высота террас, м; 3 — высота реальных террас, м.

островков не превышала 50—100 м. Суша на месте о. Медного вообще отсутствовала.

Таким образом, как и на Камчатке, формирование блоков островов в их современном виде относится ко второй половине четвертичного периода. По всей видимости, параллельно с поднятием происходит внедрение экструзий кислых андезитов и излияние лав того же состава в юго-восточной части о. Медного. Эти отложения все исследователи единодушно относят к наиболее молодым образованиям Командорских островов. В частности, Ю. В. Жегалов (Геология СССР, т. XXXI, 1964) выделяет их под названием водопадской свиты, датируя концом плиоцена — началом плейстоцена. Однако в связи с тем, что эти лавы изливались уже на сильно расчлененную поверхность острова, можно предполагать их более молодой (средне-верхнеплейстоценовый?) возраст.

Судя по темпу поднятий, максимальная высота островов над уровнем моря во второй половине среднего плейстоцена не превышала 300—500 м, а их площадь была значительно меньше современной. Поэтому в эпоху среднеплейстоценового оледенения эти острова, по-видимому, ледников не имели.

Первые крупные ледники на островах появились только во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения, когда высота о. Беринга достигала 600—700 м, а о. Медного — 500—600 м. Оледенение носило типичный горнодолинный характер. Наиболее протяженные и значительные по площади ледники были на о. Беринга. Здесь пользовались широким распространением не только обычные горно-долинные ледники, но и ледники с расширенным концом типа Маляспина, выходившие на поверхность сформированных к тому времени морских террас. На о. Медного подобные ледники, вероятно, отсутствовали.

Во время II фазы оледенения характер оледенения на островах существенно не изменился. Уменьшились только размеры ледников.

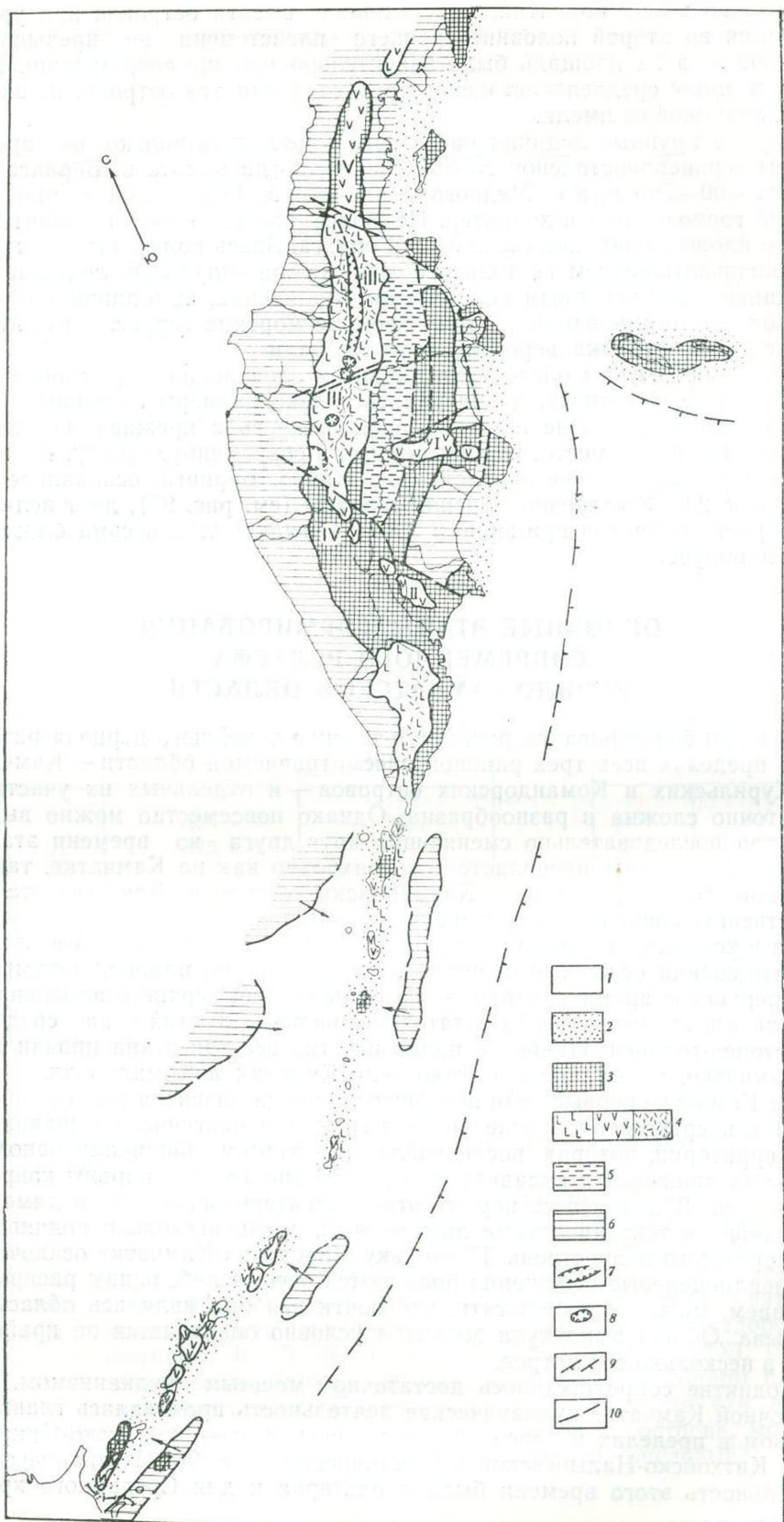
В голоцене поднятие островов продолжалось с прежней интенсивностью. Оно имеет место, по-видимому, и в современную эпоху. Во всяком случае определение скорости поднятий о. Беринга, основанное на датировке 2,5—3-метровой морской террасы (см. рис. 95), дает величину скорости поднятия примерно в 2,3—2,4 мм/год, т. е. весьма близкую к ранее полученной.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

История формирования рельефа в течение новейшего периода развития в пределах всех трех районов рассматриваемой области — Камчатки, Курильских и Командорских островов — и отдельных их участков достаточно сложна и разнообразна. Однако повсеместно можно выделить три последовательно сменяющих друг друга во времени этапа, каждый из которых проявляется субсинхронно как на Камчатке, так и на территории Курильских и Командорских островов. Для всех этапов свойственны специфический характер тектонических движений, вулканизма и комплекс экзогенных рельефообразующих факторов. В возрастном отношении первый этап приходится на верхний плиоцен («тумрокско-ксерукское время»), второй — на самый конец верхнего плиоцена — нижний плейстоцен («эпоха платоэффузивов»), третий — на средний плейстоцен-голоцен. Наиболее полно и четко все три этапа проявились на Камчатке, менее полно и четко — на Курилах и Командорах.

На Камчатке первый этап новейшего периода развития рельефа имел место непосредственно после эпохи размыва и частичного выравнивания территории, которая последовала за этапом нижнеплиоценовых блоковых движений и складчатостью, дислоцировавшей породы кавранской серии. В целом весь первый этап характеризовался, по-видимому, восходящими тектоническими движениями, вновь несколько поднявшими территорию полуострова. Поскольку в пределах Камчатки осадочные верхнеплиоценовые отложения пользуются весьма небольшим распространением, можно предполагать, что почти вся она являлась областью размыва. Общая амплитуда поднятия условно оценивается по крайней мере в несколько сот метров.

Поднятие сопровождалось достаточно мощным вулканизмом. На Восточной Камчатке вулканическая деятельность проявлялась главным образом в пределах поперечных структурных зон — Тумрокско-Никольской, Китхойско-Налычевской и Начикинской (рис. 96). Вулканическая деятельность этого времени была характерна и для Срединного хреб-



та — район Козыревского и Быстринского хребтов, где накопилась толща вулканитов крерукского комплекса. В осевой части хребта имели место массовые выбросы пирокластического материала, ассоциировавшиеся с крупным грабеном северо-восточного простирания. Вулканизм проявился также и в пределах северной части Срединного хребта, а также на территории Южной Камчатки. Однако общий масштаб верхнеплиоценового вулканизма был в целом значительно меньше, чем нижнеплиоценового.

Вулканические формы верхнеплиоценового возраста в рельефе почти не выражены. Изучение разрезов тумрокского и крерукского вулканогенных комплексов и их возрастных аналогов показало, что вулканические проявления были весьма разнообразными. В частности, имели место площадные лавовые излияния, сформировались многочисленные существенно пирокластические стратовулканы, были широко распространены формы (игнимбритовые покровы, экструзивные купола, вулканотектонические депрессии и кальдеры), связанные с проявлением кислого вулканизма.

Можно предполагать, что в течение первого этапа, по длительности превосходившего весь четвертичный период, на большей части территории Камчатки сформировался горный сложно построенный вулканический денудационно-тектонический и вулканогенно-тектонический рельеф, близкий по облику к современному рельефу полуострова. Общая значительная высота Камчатки и умеренные климатические условия позволяют допускать наличие в пределах наиболее высоко поднятых участков горного рельефа небольшого локального оледенения.

Курильские и Командорские острова также характеризовались, по всей видимости, общим высоким стоянием суши. Вполне возможно даже, что в верхнем плиоцене острова Парамушир и Шумшу присоединялись к Камчатке, а Кунашир и острова Малой Курильской гряды сливались с о. Хоккайдо, образуя вместе с ними единые массивы суши. Возможно предполагать, что острова Беринга и Медный также составляли единый участок суши.

Верхнеплиоценовый вулканизм Курильских островов отличался достаточно большим разнообразием как по условиям и характеру проявления (наземный и подводный), так и по составу изверженных продуктов (от дацитов до базальтов). На Командорах вулканизм в течение первого этапа отсутствовал.

В конце верхнего плиоцена, когда начался второй этап, темп поднятий резко затухает, а затем восходящие тектонические движения сменяются нисходящими. Пологое изгибание верхних горизонтов земной коры и связанное с этим растрескивание и растяжение ее создают условия для массовых излияний базальтовых и андезитобазальтовых лав.

На Камчатке характерными чертами второго этапа являются: а) преимущественно нисходящий характер тектонических движений; б) сравнительно однообразная вулканическая деятельность, заключающаяся в создании резко преобладавших щитовых и щитообразных вулканов, а также в широком проявлении ареального вулканизма; в) незначительная роль ледников в преобразовании рельефа.

Рис. 96. Палеогеографическая схема верхнеплиоценового времени

1 — относительно глубоководное море, 2 — мелкое море, 3 — денудационно-тектонические поднятия, 4 — области вулканической аккумуляции: а) базальты (покровы, щитообразные вулканы), б) андезиты (стратовулканы, купола), в) дациты и игнимбриты (купола, стратовулканы, покровы), 5 — межгорные депрессии, 6 — области относительно выровненного рельефа; 7 — вулканотектонические грабены, 8 — вулканотектонические кольцевые структуры, 9 — структурные швы (надвиги континент-океан), 10 — основные разломы. I — Тумрокско-Никольская поперечная зона, II — Нальчевско-Китхойская поперечная зона, III — относительно опущенные блоки Срединного хребта, IV — относительно поднятые блоки Срединного хребта

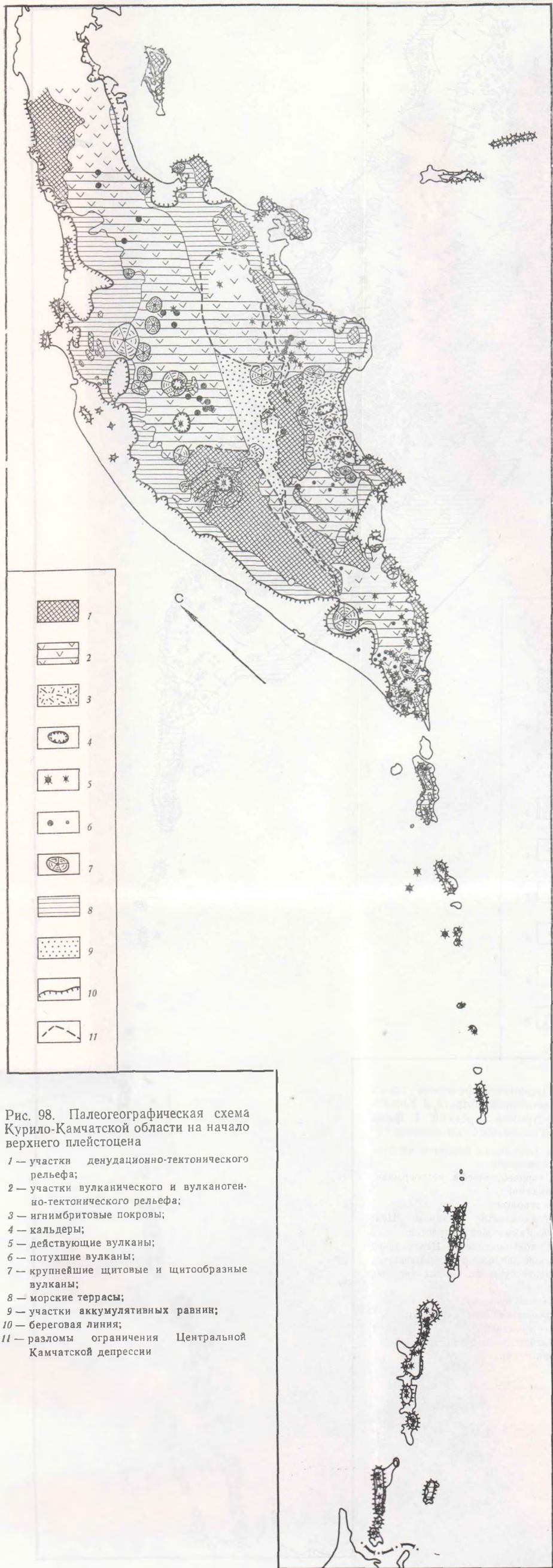
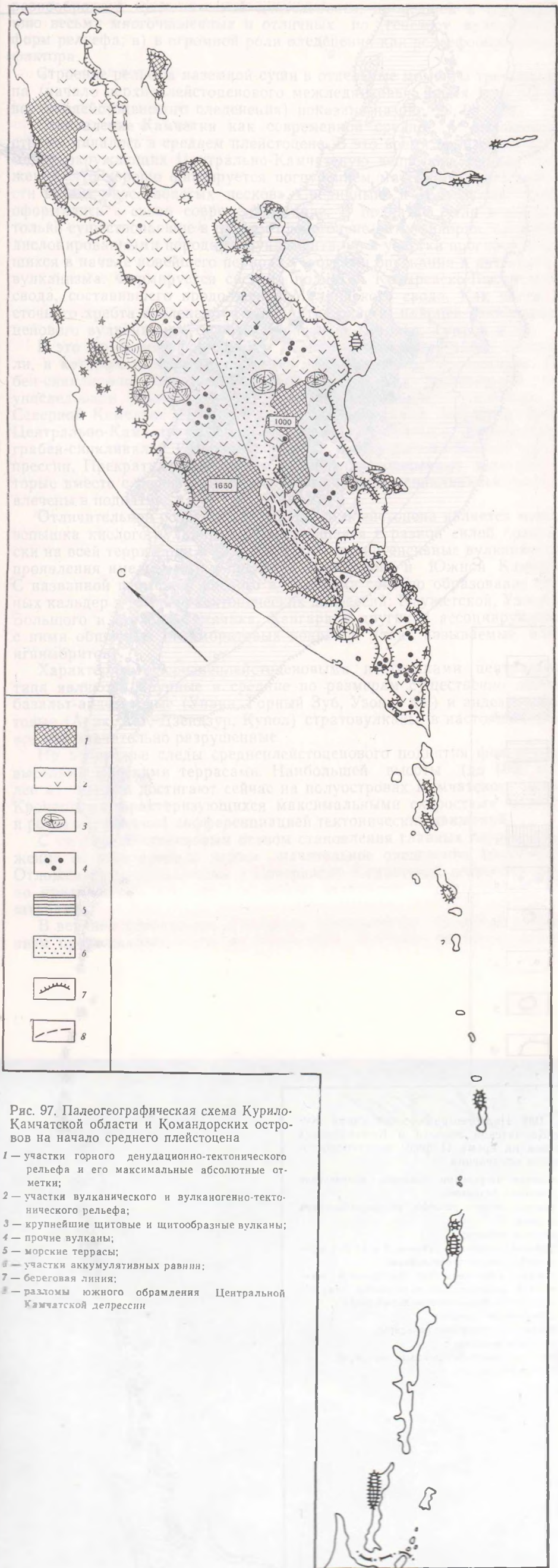
В вулканических районах этот этап является непосредственным продолжением предыдущего, первого, этапа периода новейшего развития рельефа. На это указывают сходная структурная приуроченность верхне- и поздневерхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых пород, большое их сходство по химизму и петрографическому составу, отсутствие крупных перерывов, несогласий и складчатых дислокаций в образованиях первого и второго этапов. Об этом же свидетельствует одно и то же местоположение верхне- и нижнеплейстоценовых вулканических аппаратов, и, наконец, континентальность обоих этапов. Однако между рассматриваемыми этапами имеются и существенные отличия. Главное из этих отличий заключается в степени сохранности форм рельефа. В то время как формы рельефа первого этапа сейчас практически полностью уничтожены, образования второго этапа достаточно хорошо сохранились. Подобная разница в сохранности форм первого и второго этапов, несомненно, свидетельствует о перерыве во времени между проявлениями вулканизма этих этапов. Однако перерыв был, по-видимому, кратким, недостаточным для формирования между первым и вторым этапами выровненной денудационной поверхности, сравнимой с более древними образованиями такого рода.

Невулканические районы Камчатки в позднем плиоцене и раннем плейстоцене являлись областью денудации или накопления вулканотерригенных отложений. В это время оформилась в виде крупнейшей отрицательной структуры полуострова Центральная Камчатская депрессия. В начале плейстоцена в депрессии существовал обширный водоем, образование которого было предопределено как опусканием суши и связанной с этим трансгрессией моря, так и, возможно, подпруживающим влиянием вулканической аккумуляции в ее северной части, связанной с заложением в это время вулканического района на месте современной Ключевской группы вулканов. Отложениями озера является толща «синих глин» — тонкопереслаивающиеся супеси, суглинки, тонкозернистые пески, диатомиты.

Территория Курильских и Командорских островов также испытала в ходе второго этапа значительное (на 500—600 м) опускание. Но в отличие от Камчатки поздне-нижнеплейстоценовый вулканизм на островах почти не проявился. В некотором роде исключением, возможно, является лишь северная часть о. Беринга, где имели место базальтовые излияния предположительно этого возраста. В районе Курильской дуги вполне вероятно, что главным местом вулканической деятельности второго этапа служила зона растяжения вдоль западного подножья внутренней дуги на границе с Южно-Охотской глубокоководной впадиной.

Схема строения наземного рельефа Камчатки, Курильских и Командорских островов в конце нижнего-начале среднего плейстоцена приведена на рис. 97. Обращает внимание, что общая площадь суши всех этих районов была в то время значительно меньше, чем теперь. В особенности это касается Курильских и Командорских островов, где сколько-нибудь значительные участки суши вообще отсутствовали. Общая высота суши также была намного меньше современной. Максимальные отметки гор на территории Камчатки не превышали 1000—1500, на Курилах — 400—500, на Командорах — 100—200 м. Поэтому, несмотря на сильное нижнеплейстоценовое похолодание климата, установленное по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов «синих глин» Центральной Камчатской депрессии, на Камчатке оледенение не достигало значительных размеров, а на Курильских и Командорских островах вообще в это время отсутствовало.

Последний, третий, этап истории развития рельефа имеет для Курило-Камчатской области главное значение, поскольку именно в течение второй половины четвертичного периода все три составляющих ее района приобрели свой современный облик.



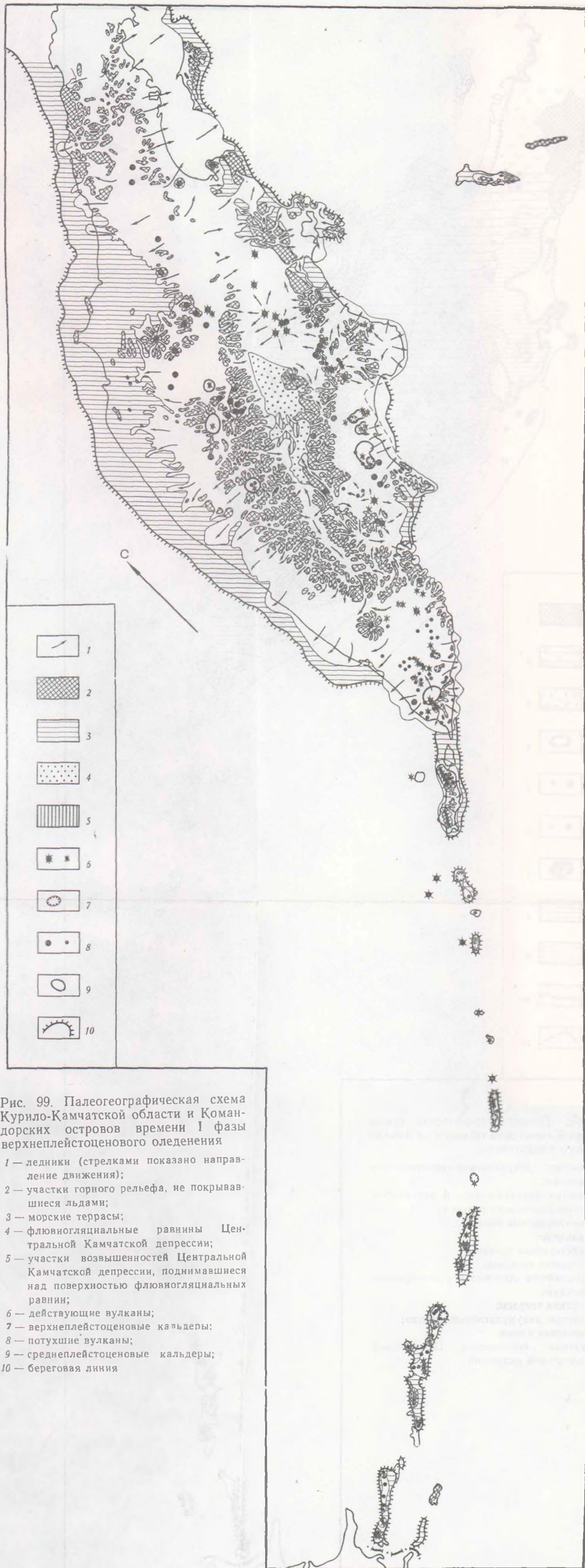


Рис. 99. Палеогеографическая схема Курило-Камчатской области и Командорских островов времени I фазы верхнеплейстоценового оледенения

- 1 — ледники (стрелками показано направление движения);
- 2 — участки горного рельефа, не покрывавшиеся льдами;
- 3 — морские террасы;
- 4 — флювиогляциальные равнины Центральной Камчатской депрессии;
- 5 — участки возвышенностей Центральной Камчатской депрессии, поднимавшиеся над поверхностью флювиогляциальных равнин;
- 6 — действующие вулканы;
- 7 — верхнеплейстоценовые кальдеры;
- 8 — потухшие вулканы;
- 9 — среднеплейстоценовые кальдеры;
- 10 — береговая линия

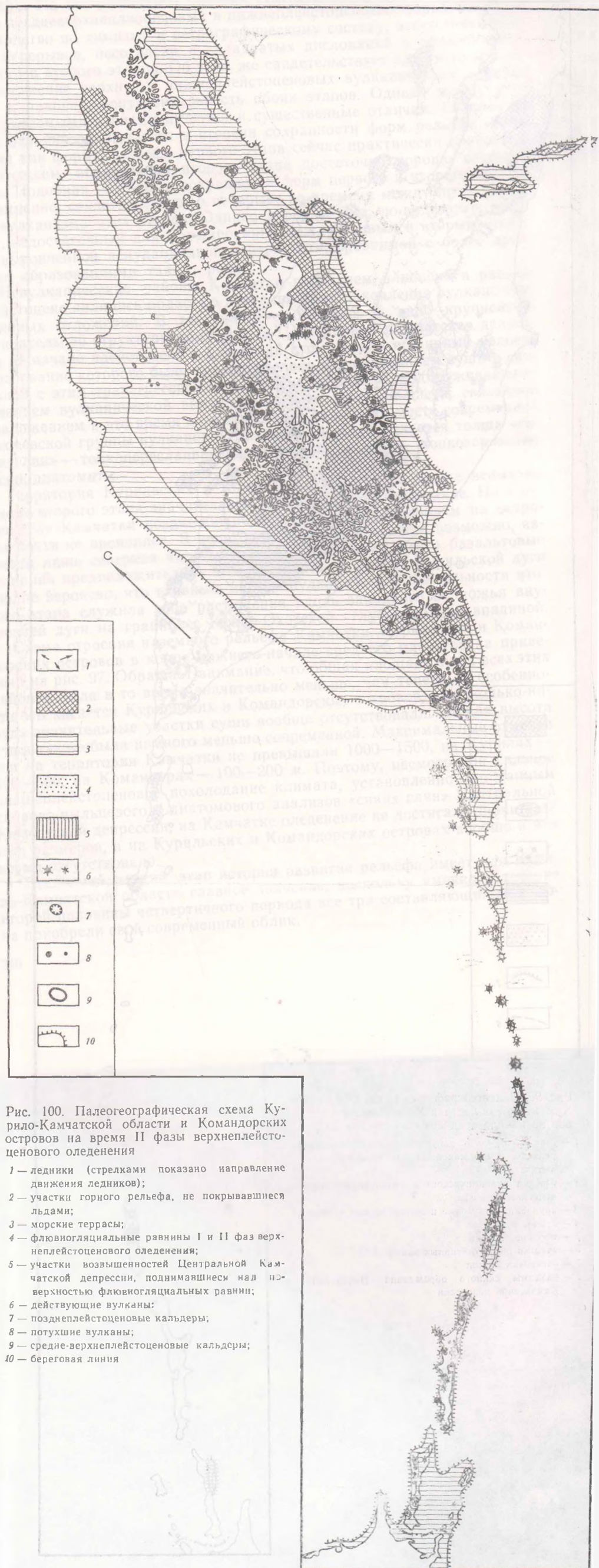


Рис. 100. Палеогеографическая схема Курило-Камчатской области и Командорских островов на время II фазы верхнеплейстоценового оледенения

- 1 — ледники (стрелками показано направление движения ледников);
- 2 — участки горного рельефа, не покрывавшиеся льдами;
- 3 — морские террасы;
- 4 — флювиогляциальные равнины I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения;
- 5 — участки возвышенностей Центральной Камчатской депрессии, поднимавшиеся над поверхностью флювиогляциальных равнин;
- 6 — действующие вулканы;
- 7 — позднеплейстоценовые кальдеры;
- 8 — потухшие вулканы;
- 9 — средне-верхнеплейстоценовые кальдеры;
- 10 — береговая линия

На Камчатке специфика третьего этапа заключается: а) в большой интенсивности восходящих тектонических движений; б) исключительно разнообразной вулканической деятельности, приведшей к формированию весьма многочисленных и отличных по генезису вулканических форм рельефа; в) в огромной роли оледенения как рельефообразующего фактора.

Строение рельефа наземной суши в отдельные моменты третьего этапа (начало верхнеплейстоценового межледникового, время I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения) показано на рис. 98, 99, 100.

Становление Камчатки как современной средне- и высокогорной страны началось в среднем плейстоцене. В это время произошло воздымание окружающих Центрально-Камчатскую депрессию горных сооружений, что хорошо фиксируется поглублением материала в верхней части толщи «косослоистых песков». Срединный и Восточный хребты оформились в своем современном виде. В поднятие были втянуты не только существовавшие в раннем плейстоцене антиклинории, сложенные дислоцированными породами фундамента, но и участки прогибов, являвшихся в начале новейшего периода участками опускания и интенсивного вулканизма. Формируется система поднятий Козыревско-Быстринского свода, составившего продолжение Малкинского свода. Как части Восточного хребта вовлекаются в поднятие районы плиоцен-раннеплейстоценового вулканизма — хребты Балаганчик, Халзан, Тумрок и др.

В это же время оформляются в современном виде грабен-синклинали, в которых и сосредоточиваются главные центры вулканизма. Грабен-синклинали Южной и Восточной Камчатки в значительной мере унаследовали районы плиоцен-нижнеплейстоценового вулканизма. На Северной Камчатке Козыревско-Быстринский свод разделил надвое Центрально-Камчатскую грабен-синклиналь и привел к формированию грабен-синклиналей Срединного хребта и Центрально-Камчатской депрессии. Прекратился вулканизм в пределах поперечных поднятий, которые вместе с периферическими частями грабен-синклиналей были вовлечены в поднятие.

Отличительной особенностью среднего плейстоцена является мощная вспышка кислого вулканизма, проявившаяся с разной силой практически на всей территории Камчатки. Наиболее интенсивные вулканические проявления имели место в пределах Восточной и Южной Камчатки. С названной вспышкой кислого вулканизма связано образование крупных кальдер и вулcano-тектонических депрессий: Паужетской, Узонской, Большого и Малого Семьячика, Хангара и других и ассоциирующихся с ними обширных игнимбритовых покровов (так называемые плато-игнимбритов).

Характерными среднеплейстоценовыми постройками центрального типа являются крупные и средние по размерам существенно лавовые базальт-андезитовые (Унана, Горный Зуб, Узон и др.) и андезито-дацитовые (Арик, Ааг, Дзэндзур, Купол) стратовулканы, в настоящее время все уже значительно разрушенные.

На побережье следы среднеплейстоценового поднятия фиксируются высокими морскими террасами. Наибольшей высоты (до 1000 и более м) террасы достигают сейчас на полуостровах Камчатского мыса и Кроноцком, характеризующихся максимальными скоростями поднятий и резко выраженной дифференциацией тектонических движений.

С среднеплейстоценовым этапом становления главных горных сооружений острова совпало первое значительное оледенение полуострова. Отложения его обнаружены в Центрально-Камчатской депрессии. Можно предполагать, что это оледенение отличалось значительными масштабами.

В верхнем плейстоцене и голоцене тектонические движения и вулканизм продолжались столь же интенсивно. Особенно большая скорость

движений наблюдалась по разломам, ограничивающим восточный борт Центрально-Камчатской депрессии. Резкое возрастание прилегающих к депрессии участков хребтов Валагинского и Кумроч привело к возникновению в их пределах крупных сейсмотектонических обвалов и появлению здесь густой сетки разрывных тектонических нарушений. Аналогичная картина наблюдалась и в районе восточных полуостровов Камчатки. Амплитуда смещений по ряду таких разломов только за голоцен достигает 50—60 м.

Позднеплейстоцен-голоценовый этап в развитии Центрально-Камчатской депрессии связан с распадением ее на ряд впадин. Произошло обособление Быстринской и Камчатской депрессий. В средней части последней начало расти так называемое Генеральское поднятие, в процессе формирования которого были созданы цокольные террасы высотой до 65—70 м. В течение верхнего плейстоцена — голоцена на западном побережье Камчатки образовалась серия абразионных и абразионно-аккумулятивных морских террас высотой до 160—180 м. Аналогичные террасы возникли на восточном побережье. Только высота их здесь в зависимости от скорости поднятия колеблется сейчас от 160—170 м (Северная Камчатка и о. Карагинский) до 600—700 м (п-ва Кроноцкий и Камчатского мыса).

Вулканизм верхнеплейстоцен-голоценового возраста отличается большим разнообразием. На Восточной и Южной Камчатке интенсивно проявился кислый вулканизм. Главными центрами кислого вулканизма были кальдеры Крашенинникова, Узон, Большой и Малый Семячик, Карымского озера, Опала и Горелая. Изверженный пирокластический материал образовал вокруг каждой из кальдер обширные игнимбритовые и пемзовые покровы. Проявления кислого вулканизма в Восточной вулканической зоне и Срединном хребте продолжались и в голоцене. В это время образовались пемзовые пирокластические покровы района Курильского озера, вулканов Карымского, Хангар и др. Однако масштаб кислого вулканизма и его рельефообразующая роль были несравненно меньшими, чем в позднем плейстоцене. В Срединном хребте в верхнеплейстоцен-голоценовое время решающая роль в морфогенезе принадлежала базальтовому вулканизму, за счет проявления которого общая высота хребта увеличилась в среднем на 500—600 м, а на отдельных участках — на 1000—1500 м.

Андезитобазальтовый и базальтовый вулканизм имел определяющее рельефообразующее значение и в ряде районов Восточного вулканического пояса (Ключевская, Авачинская, Гамченская группы вулканов и др.). Среди вулканических образований здесь можно выделить несколько разновозрастных групп. К первой относятся вулканы, сформировавшиеся в первую половину позднего плейстоцена, до II фазы верхнеплейстоценового оледенения, несущие ярко выраженные следы ледниковой обработки и эрозионного расчленения, но сохранившие значительные участки первичных склонов (Иульт, Конради, Вершинский и др.). Вторую составляют позднеплейстоцен-голоценовые вулканы — большинство крупных существенно пирокластических стратовулканов (Кроноцкий, Корякский, Авачинский и др.). Склоны этих сооружений обычно не несут скульптурных форм последнего оледенения, но у их подножий имеются обширные поля ледниковых отложений. К третьей группе принадлежат голоценовые стратовулканы, склоны которых почти не затронуты экзогенными процессами и не несут следов обработки позднеплейстоценовыми ледниками (вулканы Ключевской, Безымянный, Горелый, Мутновский и др.). На поздний плейстоцен — голоцен падает также и последний этап ареального вулканизма, широко проявившегося помимо Срединного хребта и на территории Южной Камчатки.

Начало верхнего плейстоцена характеризовалось сравнительно мягкими климатическими условиями (позднеплейстоценовое межледни-

жовье). Вторая половина плейстоцена ознаменовалась существенным похолоданием и широким развитием оледенения (см. рис. 99, 100). Как хорошо видно на схеме, в I фазу оледенения ледники покрывали более $\frac{2}{3}$ современной территории Камчатки. На севере Камчатки, а также в вулканических районах характер оледенения был полупокровным, а в пределах остальных горных участков имело место мощное горно-долинное оледенение. Льдом не покрывались некоторые районы Западной Камчатки и наиболее широкая часть Центрально-Камчатской депрессии. Во II фазу оледенения ледники обычно не выходили за пределы гор или оканчивались непосредственно у их подножья. Обширные ледниковые щиты существовали только в вулканических районах, в пределах которых развитию мощного оледенения способствовало либо наличие очень высоких действующих вулканов (Северная группа вулканов, Авачинская группа вулканов и др.), либо крупных кальдер и вулканотектонических депрессий, являвшихся крупными ледоемами. Центрально-Камчатская депрессия была свободна от льда.

В первой половине голоцена оледенения на Камчатке практически, по-видимому, не было. Однако во второй половине голоцена в связи с общим похолоданием ледники вновь появились в пределах наиболее высоко поднятых участков. В настоящее время площадь их сокращается.

На Курильских островах третий этап — также время становления горного рельефа за счет совместного действия тектонических поднятий и вулканической аккумуляции.

В среднем плейстоцене наиболее характерной формой вулканических проявлений на большинстве островов были площадные андезитобазальтовые и андезитовые лавовые излияния. В конце второй половины среднего плейстоцена — начале верхнего плейстоцена произошла локализация вулканической деятельности в пределах отдельных массивов, где образовалось большое количество разного размера и сложности строения существенно лавовых также андезитобазальтовых и андезитовых стратовулканов.

Вторая половина верхнего плейстоцена характеризуется существенным увеличением роли вулканических эксплозий. В это время образуются кальдеры и происходит выброс большого количества дацит-андезитового пирокластического материала. Однако и сам размер кальдер и объемы ассоциирующегося с ними пирокластического материала на Курилах много меньше, чем на Камчатке, хотя по времени вспышки кислого вулканизма здесь и там практически совпадают.

Специфическими формами конца верхнего плейстоцена — голоцена на Курилах являются существенно пирокластические стратовулканы (Тя-тя, Алайд и др.), не образовавшиеся на островах ранее, а также линейно-гнездовой тип вулканизма, наиболее ярким примером которого служит вулканизм хребтов Вернадского и Карпинского на Парамушире.

В отличие от Камчатки масштаб четвертичных оледенений на Курилах был намного меньше. В среднеплейстоценовую ледниковую эпоху небольшое оледенение можно предполагать лишь на Парамушире. В I фазу верхнеплейстоценового оледенения достаточно крупные ледники существовали лишь на Парамушире. На других островах (Онекотан, Шиашкотан, север Итурупа) были лишь небольшие горно-долинные ледники и снежники. Во II фазу оледенения размеры ледников были еще меньше: на Парамушире — обычные горно-долинные ледники и ледники с расширенным конусом, на Онекотане и Шиашкотане (?) — мелкие горно-долинные ледники и снежники. На всех остальных островах оледенения практически не было. Подобная картина объясняется прежде всего меньшими по сравнению с Камчаткой высотами Курильских островов в I и II фазу оледенения, поскольку все наиболее высокие вулканы возникли здесь лишь в голоцене, и смягчающим влиянием океана.

Поднятие Курильских островов сопровождалось образованием комплекса морских террас высотой до 500 м (на о. Парамушир), до 650—700 м (на о-вах центрального звена) и до 600—650 м (на о-вах южного звена и о-вах Малой Курильской гряды). В настоящее время высота всех островов максимальная за весь четвертичный период.

Возникновение горного рельефа Командорских островов связано с чисто тектоническим воздыманием, свидетелями которого являются здесь многочисленные морские террасы высотой до 560 м. Вулканические проявления здесь практически отсутствовали и не принимали сколько-нибудь значительного участия в увеличении высоты суши.

Среднеплейстоценовое оледенение на обоих островах, по-видимому, совсем не проявилось. В I и II фазы верхнеплейстоценового оледенения здесь были довольно крупные (особенно в I фазу) горно-долинные ледники, частично закрывавшие поверхность сформированных к тому времени морских террас.

В настоящее время и о-ва Беринга и Медный имеют максимальные за весь четвертичный период высоты. Поднятие островов продолжается.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

Характер тектонических движений новейшего времени и основные типы современных тектонических структур

Курило-Камчатская область представляет собой современную тектонически активную зону. Подавляющая часть современных морфоструктур создана здесь при ведущей роли тектонических движений. Тектоника же предопределила и масштабы, формы проявления и локализацию вулканических центров, создав, таким образом, предпосылки для образования зон аккумулятивного вулканогенного рельефа.

В связи с этим существенным представляется определить скорости и амплитуду тектонических движений новейшего времени. Оценка амплитуды поднятия, как говорилось в предыдущих главах, проводилась двумя способами: 1) по амплитуде перемещения кровли дислоцированных отложений (кавранских и более древних); 2) по положению тылового шва морских террас (с учетом влияния эвстатических колебаний уровня океана).

Использование первого метода позволяет определить суммарную амплитуду относительных вертикальных движений за новейший период развития области. Вторая из названных методик дает возможность определить амплитуду поднятия за период с начала среднего плейстоцена до наших дней. Этот метод особенно хорош тем, что наличие комплекса террас позволяет подробно расчленять движения этого последнего периода, определяя их амплитуду за отдельные короткие интервалы времени. Тем самым можно максимально приблизиться к предварительной оценке средней скорости поднятия тех или иных районов. Дополнительным методом оценки общей амплитуды движений может служить смещение по разломам в смежных структурах поверхности кровли нижнечетвертичных платоэффузивов.

Суммарная оценка размаха движений по смещению кровли дислоцированных отложений в хребтах и связанных с ними грабенах дает для Курильской дуги (Большая Курильская гряда) от 1000 до 1500 (2000) м, на Камчатке — от 1500 до 2500 м. Характерным примером использования деформаций кровли дислоцированных толщ для оценки размаха новейших движений является изменение высоты выходов кровли тюшевской свиты. В верховьях р. Малая Чажма высота водоразделов, сложенных породами этой свиты, достигает 1700—1800 м. В направлении на юг и на север кровля тюшевской свиты погружается и у побережья Тихого океана располагается ниже уровня моря. Еще контрастней перемещение кровли дислоцированных толщ по разломам в узких линейных грабенах. Так, в пределах Тополового хребта дислоцированные породы выведены на высоту 1200—1500 м, а в примыкающем грабене р. Паратунки они погружены до отметок 200 м.

Аналогичным образом репером для оценки размаха движений могут служить и наблюдения над смещением кровли комплекса нижнечетвер-

тичных «платоэффузивов» вдоль конкретных разломов. Так, в хр. Тумрок она располагается на высоте 1100—1300 м, в устойчивом блоке Асхачного увала на высоте 600—700 м, а в разделяющем эти структуры Шапинском грабене максимальные отметки кровли образующих этот комплекс лав не превышают 300—350 м. Смещение кровли платоэффузивов по разлому ограничения грабена р. Быстрой за средний плейстоцен — голоцен достигает 800—1000 м.

Карта суммарных амплитуд поднятий, рассчитанных по положению морских террас и среднего темпа поднятия в разных районах, приведена на рис. 101. Видно, что скорость и общий размах движений начиная со среднечетвертичного времени резко различен в разных районах. В южной группе о-ов Большой Курильской гряды и на Командорах общая величина и скорость движений близки и выдержаны по простиранию структур. На участке Курильской дуги от о. Уруп до о. Онекотан оба параметра несколько возрастают. Общая амплитуда подъема здесь на 100 м больше, а скорость движений возрастает на 0,3 мм/год. Наиболее стабильными представляются участки Северных Курил — Южной Камчатки (1,6—1,7 мм/год, общая амплитуда поднятия 500 м), Западной Камчатки и Северо-Камчатского блока (1,1—1,3 мм/год, общая амплитуда поднятия 350—410 м).

Наиболее сложный характер движений отмечается в районе п-вов Кроноцкого и Камчатского мыса — здесь скорость движений разных блоков резко дифференцируется и величина ее на разных участках колеблется от 1,6—1,7 до 4,7—5,0 мм/год. Таким образом, отчетливо очерчивается разная скорость и амплитуда поднятий отдельных выделенных блоков. Надо оговориться, однако, что расчеты эти распространяются (в силу особенностей использованной методики) лишь на районы, покрывавшиеся за рассматриваемый отрезок времени морем, и не затрагивают центральные части хребтов.

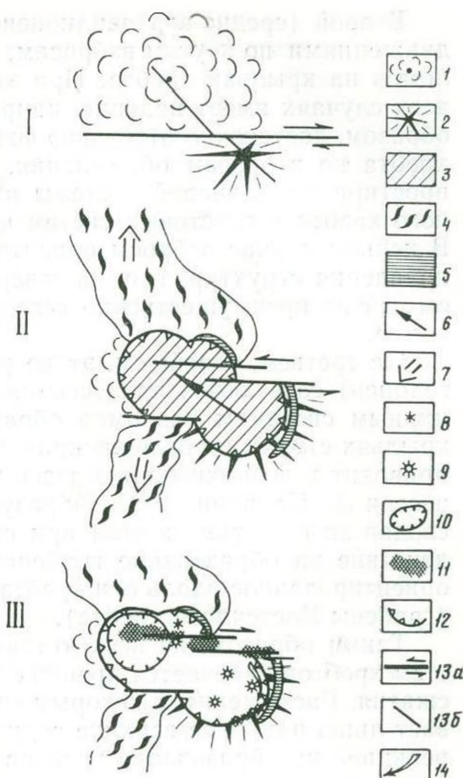
Сложнее обстоит с расчетом темпа горизонтальных движений. Общее растяжение в районах ареального вулканизма, рассчитанное исходя из наиболее вероятного предположения о дайковой природе подводящих каналов при средней мощности даек 0,5 м, колеблется для разных зон от 0,5 до 5—7 м за верхний плейстоцен-голоцен (а местами за один голоцен).

Продольное растяжение горст-антиклинальной системы Восточного хребта, рассчитанное по растяжению в крыльях сбросов, ограничивающих грабены, составляет до 2,5—5 км за период со среднечетвертичного времени до наших дней. Прямое горизонтальное смещение границ четвертичных отложений (границы моренных комплексов, тыловые швы террас) по разломам верхнеплейстоцен-голоценового времени не наблюдается. Однако достаточно обычны случаи смещения в плане разломами одной системы зон разломов другой системы (например, в районе грабенов рек Паратунки, Быстрой и верховий Камчатки и т. д.). Амплитуда такого видимого перемещения колеблется от 0,5—1 до 2,0—2,5 км, редко достигая 5—7 км. Нет определенных данных, чтобы решить, с чем мы имеем дело — со смещением границ за счет движений по более поздним сдвигам или с одновременным формированием двух систем разломов.

Весьма вероятно предположение о том, что кулисообразное расположение разломов и структур на поверхности является отражением горизонтальных смещений подкорковых масс вдоль линейных зон, которые можно определить как глубинные сдвиги. Показателем жизни таких предполагаемых глубинных сдвигов является латеральное смещение очага кислой магмы в пределах Узонско-Гейзерной депрессии и деформация кольцевых систем разломов в районе Ичинского вулкана (рис. 102, 103). Если судить по приведенным примерам, то величина смещений глубинных масс может достигать больших значений за короткие интервалы вре-

Рис. 102. Динамическая модель образования Узонско-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии в связи с развитием движений в зоне глубинного сдвига (по Э. Н. Эрлиху — см. Вулканизм, гидротермальный процесс и современное рудообразование, 1974)

- I — Докальдерная стадия развития вулканизма (N_2-Q_1);
 II — кальдерообразующая стадия вулканизма (Q_2);
 III — стадия посткальдерной вулканической активности (Q_3-4). Диаметр депрессий — 16 км по длинной оси.
- 1 — центр базальтового вулканизма докальдерной стадии развития;
 2 — центр кислого вулканизма докальдерной стадии развития;
 3 — площадь, охваченная опусканием в стадию кальдерообразования;
 4 — покровы игнимбритов;
 5 — дуговые экстррузии кислой магмы в стадию кальдерообразования;
 6 — направление латеральной миграции периферического очага кислой магмы;
 7 — направление течения кислого пирокластического материала кальдерообразующей стадии;
 8 — базальтовый маар оз. Дальнего;
 9 — посткальдерные экстррузивные купола кислого состава;
 10 — молодая воронка взрыва;
 11 — зоны гидротермально-измененных пород;
 12 — сбросы ограничения вулcano-тектонической депрессии;
 13 — разломы: а) имеющие горизонтальную компоненту движения, б) сбросы и трещины отрыва;
 14 — направление подземного стока термальных вод, дренированных кольцевым разломом обрамления вулcano-тектонической депрессии



мени. Для Узонско-Гейзерной депрессии величина горизонтального смещения магматического очага достигает 5—7 км за конец среднего плейстоцена. В районе Ичинского вулкана такого же порядка смещение имеет место в течение одного из отрезков голоценового времени. Можно заключить, что движения эти проявляются в виде коротких, но мощных импульсов.

Характерной чертой тектоники Курило-Камчатской области (как, впрочем, и всех островных дуг и сходных с ними тектонических систем вообще) является парное распределение основных структур. Каждая такая пара состоит из горст-антиклинального пояса, тяготеющего к фронту тектонической системы, и располагающейся в тыловой части тектонической системы грабен-синклинали.

Особенности структуры горст-антиклинальных поясов детально разобраны выше на примере подобных структур Камчатки. Отмечается ведущая роль разломной тектоники в образовании хребтов, морфологически отражающих структуры этого типа. Сводовые поднятия формируются в тектонически стабилизировавшихся районах на месте бывших горстов и горст-антиклиналей (Малкинский свод, свод северной части хр. Срединного). На примере развития горст-антиклиналей хр. Восточного и п-вов Восточного побережья Камчатки устанавливается несколько этапов формирования горст-антиклиналей, различающихся по механизму движений по разломам.

На первой олигоцен-миоценовой стадии хребты формируются за счет движений по надвигам. Надвиги не входят в состав односторонней системы, направленной в сторону фронта структур, как это предполагается исходя из общего мнения о преобладании одностороннего надвигания островных дуг на океан, а образуют веерообразную систему. Поэтому в Восточном хребте преобладает надвигание на запад и северо-запад, в горстах же п-вов Восточного побережья надвигание ориентировано на восток — северо-восток.

Второй (средне-верхнеплиоценовый) этап развития хребтов связан с движениями по крутым взбросам, образующим клиновую систему разломов на крыльях хребта. При этом плоскость сместителя взбросов во всех случаях имеет падение, направленное в сторону оси хребта. Таким образом, достаточно отчетливо фиксируется выжимание клинового блока хребта по взбросам обрамления. На этом этапе отмечается различие простираения клиновой системы взбросов в горст-антиклиналях Восточного хребта и горстовых систем п-вов Восточного побережья Камчатки. В первом случае взбросы ориентированы вдоль общекамчатского направления структур, т. е. на северо-восток. Во втором же случае взбросы имеют преимущественно северо-западное, реже широтное простираение.

На третьем, новейшем, этапе развития хребтов (средний плейстоцен-голоцен) сочетаются процессы сводового поднятия и движений по шарнирным системам разломов обрамления. Релаксация напряжений на крыльях структур после прекращения клинового выжимания по взбросам приводит к возникновению здесь грабенов (грабены р. Паратунки, депрессии оз. Начикинского). Образуются также грабены в замковой части сводов за счет растяжения при сводообразовании. Дополнительное воздействие на образование грабенов оказывает продольное растяжение, ориентированное вдоль оси хребта в связи со сдвиговыми деформациями (грабены Восточного хребта).

Таким образом, на всех этапах развития горст-антиклинальных систем хребтов отмечается преобладание в их пределах обстановки общего сжатия. Растяжение, с которым связано образование грабенов, захватывает лишь наиболее верхние горизонты структуры и является вторичной реакцией на образование хребтов. Отметим также, что массовые вулканические проявления в связи с такими грабенами отсутствуют. Единичные вулканические центры появляются в грабенах лишь в связи с крупными секущими разломами, имеющими, по-видимому, глубокое заложение (вулкан Кизимен в Шапинском грабене, базальтовые шлаковые конусы и экструзии в районе Паратунского грабена). В этом отношении отмечается четкое различие рассматриваемых систем линейных грабенов в горст-антиклинальных поясах и классических рифтовых зон — при общем сходстве форм структуры и близком механизме образования они имеют принципиально различную глубину заложения и образуются в иной структурной обстановке.

Важно отметить, что фронтальная система горст-антиклиналей (Малая Курильская дуга — хр. Витязя, горсты полуостровов восточного побережья Камчатки, хр. Шатского) совпадают с зоной мелкофокусных землетрясений в тыловой части полосы выхода на поверхность Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны. По данным В. Н. Аверьяновой (1968) и более поздним определениям В. М. Зобина (устное сообщение автора), здесь в очагах землетрясений преобладают подвижки типа взбрососдвига. Таким образом, по сейсмологическим данным в зоне горст-антиклинальных поднятий отмечается обстановка общего сжатия.

Грабен-синклинали представляют собой второй основной элемент парной системы структур. Фундамент, сложенный дислоцированными отложениями, в них резко опущен и, как правило, располагается ниже современного эрозионного вреза гидросети или уровня моря. Амплитуда опускания составляет от сотен до 1000 м, а суммарный размах движений относительно смежных горных систем достигает 1500—3000 м. Во всех случаях характерна резко асимметричная форма этих структур, отражающая флексурное положение их на крыле основного разлома. В передовой, обращенной к желобу части грабен-синклиналей, соответствующей стыку их со смежной фронтальной зоной геоантиклинального поднятия, отмечаются крупноамплитудные сбросы, такие, как разлом восточного ограничения Центральной Камчатской депрессии, разлом, ограничива-

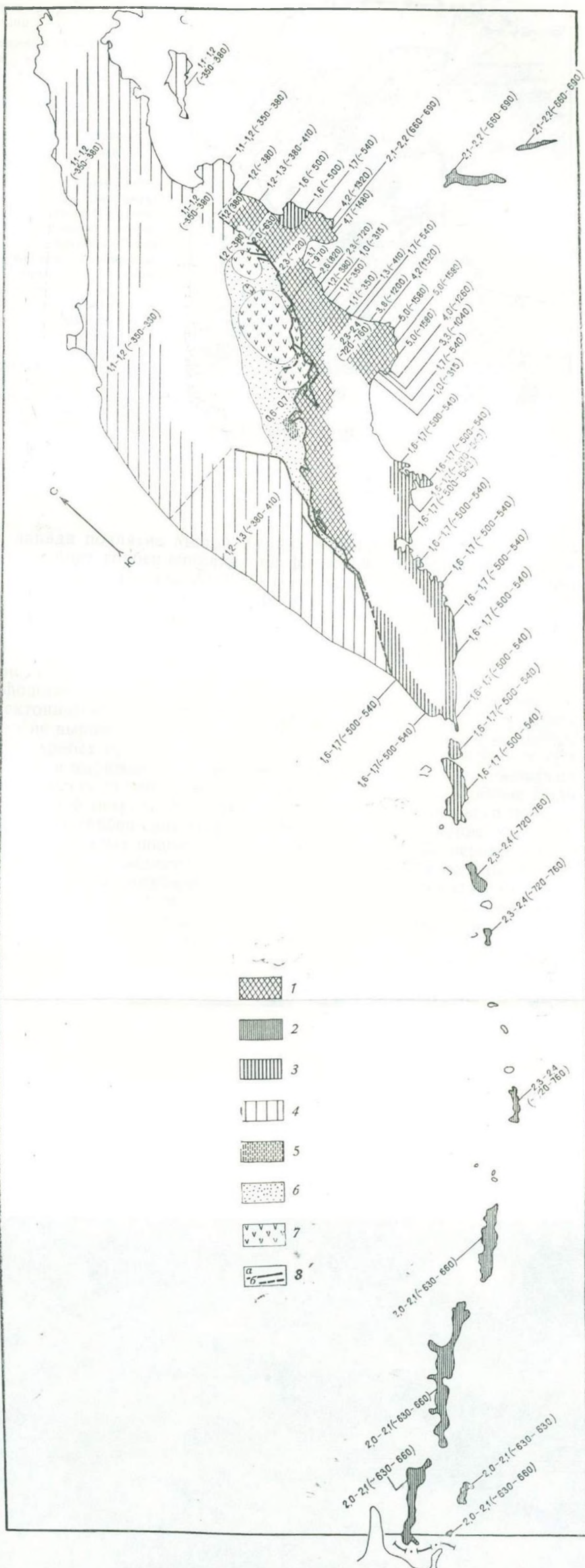
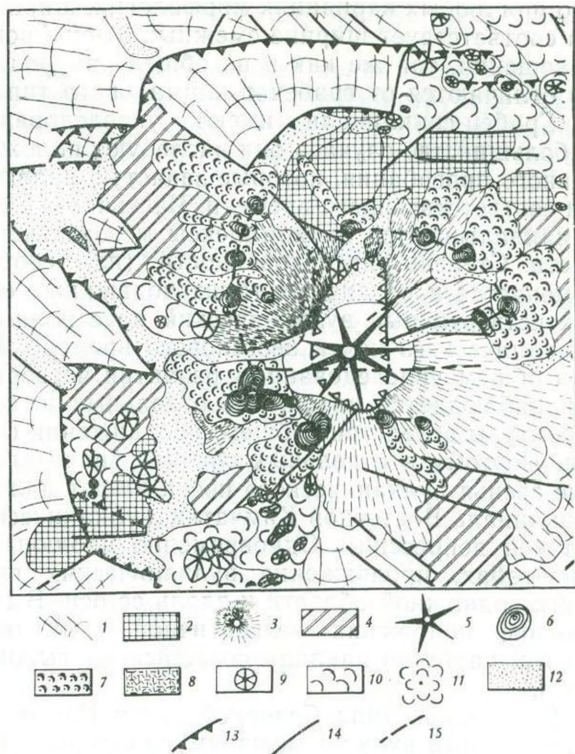


Рис. 101. Схема амплитуд и скоростей четвертичных тектонических движений Курило-Камчатской области и Командорских островов

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|
| 1 — участки резко дифференцированных поднятий (1—5 мм/год); | 5 — участки медленных поднятий в Центральной Камчатской депрессии; |
| 2 — участки интенсивных слабо дифференцированных поднятий (2—2,4 мм/год); | 6 — участки современных опусканий; |
| 3 — участки средних по интенсивности слабо дифференцированных поднятий (1,6—1,7 мм/год); | 7 — участки вулканогенной аккумуляции в Центральной Камчатской депрессии; |
| 4 — участки малых по интенсивности слабо дифференцированных тектонических поднятий (1—1,3 мм/год); | 8 — разломы ограничения Центральной Камчатской депрессии |

Рис. 103. Деформация кольцевых разломов по зонам глубинных сдвигов в районе Ичинского вулкана

1 — лавы щитовых вулканов Q_1-2 ; 2 — комплекс андезит-липаритовых экструзивных куполов (Q_2); 3 — андезитовый стратовулкан соммы Ичинского вулкана; 4 — экструзивные купола амфибол-содержащих андезитов; 5 — молодой вершинный конус Ичинского вулкана дацитового состава; 6 — молодые голоценовые дацитовые экструзивные купола; 7 — потоки кислых (дацитовых) лав; 8 — остатки пемзовых потоков; 9 — базальтовые шлаковые конуса (Q_3-4); 10 — потоки базальтовых лав (Q_3-4); 11 — лавовые базальтовые вулканы; 12 — рыхлые четвертичные отложения; 13 — разломы обрамления вулканотектонической депрессии; 14 — разломы, наблюдаемые в пределах вулканотектонической депрессии; 15 — зоны дуговых разломов, контролирующие распределение молодых экструзивных куполов. Видно горизонтальное смещение дуговых разломов по зонам дисъюнктивных нарушений, секущих депрессию



ющий с запада поднятие Малой Курильской дуги — хр. Витязя и т. д. Тыловой же борт грабен-синклиналей флексурно сочленяется со смежными структурами. Иногда флексуры эти осложнены системой ступенчатых мелкоамплитудных сбросов. Именно в грабен-синклиналих сосредоточено подавляющее большинство вулканических проявлений (до 80—90% от общего объема вулканических пород). Можно говорить о том, что грабен-синклинали структурно контролируют положение вулканических поясов.

Морфология грабен-синклинальных структур варьирует в различных типах тектонических систем. На Командорах грабен-синклинали морфологически не выражены. Вулканы здесь примыкают к разломам, ограничивающим хребет островной дуги. На Курильской островной дуге грабен-синклинали выражаются в виде прогиба кровли мел-палеогеновых отложений к западу от геоантиклинали внешней дуги, т. е. в районе Большой Курильской островной гряды. В пределах вулканического пояса, в тыловой части грабен-синклинали наблюдается чередование кулисообразно расположенных поднятых и опущенных блоков. Во-первых, на высоту до 900—1000 м подняты неогеновые вулканические породы. Во-вторых, дочетвертичные отложения погружены и здесь располагаются четвертичные вулканы. При этом во всех случаях в блоках, где неогеновый фундамент поднят на значительную высоту, четвертичные вулканы отсутствуют. Эшелонированная система чередующихся блоковых поднятий и цепочек вулканов ориентирована под острым углом к простиранию грабен-синклинали. Геометрический план распределения таких структур соответствует теоретически ожидаемому плану деформаций в крыле крупного сдвига.

В пределах тектонической системы Камчатки грабен-синклинали выражены линейными прогибами, в большинстве случаев заполненными четвертичными вулканогенными толщами. Важно, однако, подчеркнуть,

что при любых вариациях морфологии, ширина грабен-синклиналей всегда соответствует ширине смежных с ней фронтальных поднятий. В этом отношении, так же как и по общей приуроченности, структуры эти резко отличаются от грабенов нормального типа.

Грабен-синклинали имеют унаследованно-наложенный характер. В большинстве случаев они наследуют положение неогеновых зон интенсивного прогиба, которые зачастую являются вулканическими поясами соответствующего времени. Частично же они пересекаются под углом и накладываются на комплексы мезозойского или более позднего возраста. Степень унаследованности (или соответственно наложенности) изменяется в различных типах подвижных областей. На островных дугах четвертичный вулканический пояс полностью наследует положение вулканического пояса неогенового времени. В системах типа Камчатки при общем унаследованном развитии четвертичных вулканических поясов наблюдается наложение отдельных их участков на разнородные структуры вследствие общего продвижения фронта тектонической системы. Поэтому в отдельных случаях значительные участки или даже целые звенья вулканического пояса имеют наложенный характер (грабен-синклиналь Восточной Камчатки, вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии). Одновременно наблюдается, хотя и в меньших масштабах, продвижение вулканических поясов в сторону тыловой части подвижной области и вдоль ее оси. В связи с этим отмечается изменение положения четвертичной вулканической зоны Срединного хребта, частично налагающейся на тыловой прогиб Западной Камчатки.

В областях типа Северной части Камчатки и Корякского нагорья четвертичный вулканизм преимущественно носит наложенный характер.

Во всех этих отношениях грабен-синклинали отличаются от нормальных рифтовых зон, образующихся на своде растущего поднятия. Анализ материала по грабен-синклиналям Камчатки показывает, что они заложены до начала четвертичной вулканической деятельности, хотя обновление их структуры проходило параллельно с вулканизмом. Отмечается также резкое различие между объемом изверженного вулканического материала и объемами грабен-синклиналей: последний много больше.

Оба типа структур, образующих парную систему (т. е. горст-антиклинальные и грабен-синклинальные пояса), разграничены зонами глубинных разломов. Они четко проявляются как в поведении глубинных границ и геофизических полей (флексур поверхности Мохо, линейные зоны высоких градиентов силы тяжести), так и в смещении поверхностных горизонтов. Э. Н. Эрлих (1973) показал, что разломы эти аналогичны по природе разломам типа Медиан Лайн Японии, Альпийскому разлому Новой Зеландии, зоне Семангко на Суматре. Устанавливается сдвиговая природа этих нарушений. Парная система тектонических зон соответствует парному распределению различных по фациям метаморфических поясов на окраинах Тихоокеанского кольца.

Приуроченность вулканических поясов к тыловому крылу основных разломов отражает их закономерное положение в структурах с определенным типом динамической обстановки: в системе парных структур, характеризующей рассматриваемые тектонические системы, вулканические пояса всегда приурочены к тыловой зоне отстающего поднятия (относительного погружения). Во фронтальных геоантиклинальных поясах, соответствующих выходу на поверхность сейсмофокальных зон, или их аналогах, где господствует обстановка общего сжатия, вулканические проявления, как правило, отсутствуют. Лишь в редких случаях они появляются в этих структурах в тесной связи с зонами секущих разломов типа сбрососдвига.

Таким образом, отмеченная еще на ранних стадиях изучения нормальных островных дуг закономерность — приуроченность вулканиче-

ских поясов к зоне внутренней дуги — приобретает вполне определенный физический смысл.

Положение в тыловой зоне, соответствующей волне отстающего поднятия и характеризующейся чередующимися эшелонами структур сжатия и растяжения, возникающими как реакция на движения по основной зоне разлома, определяет приуроченность вулканических поясов к определенному типу морфоструктур.

Реконструкция плана тектонических напряжений

Реконструкция напряжений, приведших к формированию наблюдаемого плана морфоструктур островных дуг и близких к ним тектонических систем, проводится на основе принципов, изложенных ранее в работе Э. Н. Эрлиха (1973). Они основаны на признании ведущей роли относительных перемещений тектонической системы островной дуги и смежных океанических структур (надвигание системы дуги на океанические блоки или, напротив, поддвигание блоков океанической коры под систему островной дуги). Процесс надвигания захватывает не всю ширину тектонической системы дуги, а конечную по размерам пластину, ширина которой в современном структурном плане отвечает ширине выхода на поверхность сейсмофокальной зоны. Основное направление сжатия ориентировано не по нормали к простиранию дуги, а под острым углом к нему. В результате вдоль разломов ограничения надвигаемой пластины возникают сдвиговые деформации. Неравномерность надвигания отдельных блоков приводит к возникновению вдоль их границ сдвигов, поперечных или кососекущих по отношению к простиранию тектонической системы островной дуги. Распределение в плане морфоструктур, свойственных различным тектоническим системам, сопоставление этих данных с напряжениями в очагах современных землетрясений и динамику развития этих тектонических систем целесообразно рассмотреть на примере трех районов, отличающихся планом распределения морфоструктур и степенью сложности строения; эти районы следующие:

1. Западная часть Алеутской дуги (район Командорских островов).
2. Южная часть Курильской островной дуги.
3. Камчатка и северная (включая сюда и центральную) часть Курильской дуги.

Западная часть Алеутской островной дуги (Командорские острова). Общая вытянутость этой ветви Алеутской дуги, фиксируемая по оси подводного хребта, на котором расположены острова, — северо-запад 315° . То же простирание имеет в этом районе и Алеутская сейсмофокальная зона. При этом подавляющее большинство землетрясений и все мелкофокусные, коровые землетрясения располагаются между осью желоба и верхним краем уступа подводного рельефа, обрывающего фронтальную часть хребта островной дуги.

Подводный хребет разбит на крупные блоки, разграниченные крутыми прямолинейными уступами подводного рельефа, отражающими разломы. Разломы этой системы имеют общее северо-восточное (45°) простирание. Как видно на рис. 104, вдоль юго-восточного крыла таких разломов отмечается закономерное смещение блоков хребта на юго-запад. На шельфовой плите, образующей вершины хребта, располагаются поднятые блоки второго порядка, выраженные в рельефе в виде островов. Характерно, что длинная ось островов, расположенных ближе к фронту дуги (т. е. ближе к желобу), имеет ориентировку 330° , т. е. располагается под углом 15° к оси хребта. Типичным в этом отношении примером является о. Беринга. Уступы подводного рельефа, отражающие разломы того же (т. е. 330°) простирания, смещают край желоба. На о. Беринга разломы этой системы выражены в виде коротких (2—6 км) сбрососдвигов. Крупнейшие поперечные разломы на островах имеют меридиональное про-

стирание. В меньшей степени развиты сбросы и сбрососдвиги северо-восточного простирания.

Основные векторы горизонтально направленного сжатия в очагах землетрясений, связанных с Алеутской сейсмофокальной зоной в районе Командорских островов, имеют меридиональную ориентировку. Та же ориентировка характерна и для землетрясений в районе п-ова Камчатского м. и Шивелуча. Это служит доказательством того, что в этом районе Камчатки располагается продолжение Алеутской сейсмофокальной зоны (Зобин, 1972).

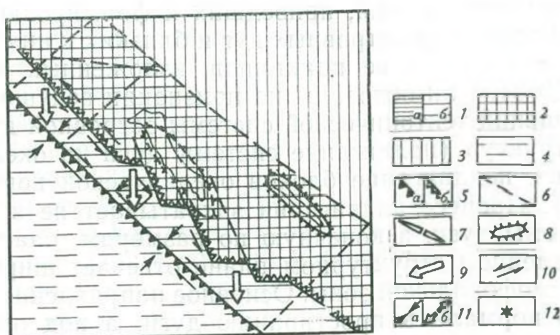


Рис. 104. Схема динамики образования структур западной части Алеутской островной дуги

1 — пластина земной коры, в которой реализуются напряжения, возникающие при относительных движениях островной дуги и океанической плиты (предполагаемое надвигание на океан): а) зона преимущественных взбросовых движений, б) зона преимущественных сбросовых движений; 2 — зона реализации сдвиговых напряжений в тыловом крыле надвигаемой пластины; 3 — тыловые впадины окраинных морей; 4 — океаническая плита; 5а — фронтальные границы надвигаемых пластин (зубцами показано направление сжатия); 5б — тыловая граница надвигаемой пластины (зубцы обращены в сторону относительно опущенного крыла); 6 — сбросы; 7 — трещины отрыва; 8 — антиклинальные складки волочения; 9 — направление движения надвигаемой пластины; 10 — направление перемещения по сдвиговым зонам; 11 — ориентировка сжатия (а) и растяжения (б) на крыльях основных разломов; 12 — основные вулканы

Тенденция развития западной ветви Алеутской дуги по простиранию отчетливо выявляется при прослеживании ее структур, с одной стороны, в направлении центральной части Алеут, а с другой — в направлении Камчатки. Долгоживущие разломные зоны, продолжающие простирание Алеутской дуги, пересекают Камчатку, отделяя тектонически активный Центрально-Камчатский блок от стабилизированного Северо-Камчатско-Олюторского блока. Прямым продолжением Алеутской сейсмофокальной зоны является зона землетрясений Усть-Камчатского района Камчатки. Подводный хребет, продолжающий п-ов Камчатского мыса, имеет ту же ориентировку, что и поднятые блоки Командорских островов.

Однако разломы этой системы были наиболее активны в палеогеновое, в меньшей степени в неогеновое время. В четвертичное время наблюдается затухание движений. Одновременно в неоген-четвертичное время отмечается переработка разломов этой системы структурами северо-восточного Курило-Камчатского плана. Одним из следов этой переработки в современной морфоструктуре является и линейная подводная впадина, развивающаяся между Командорскими островами и п-овом Камчатского мыса на продолжении Курило-Камчатского желоба.

Вдоль Алеутской островной дуги в направлении на юго-восток от Командорских островов отмечается увеличение максимальной глубины очагов землетрясений и появление молодых и действующих вулканов, отсутствующих на Командорах. Учитывая эти данные, можно говорить

об отмирании структур западной (Командорской) ветви Алеутской дуги в направлении с северо-запада на юго-восток.

Реконструкция общей схемы динамики движений в западной ветви Алеутской дуги приведена на рис. 104. Горизонтально направленный вектор сжатия, действующий в сейсмофокальной зоне, ориентирован под углом к простиранию островной дуги. Разложение вектора на две составляющих приводит к проявлению сдвиговых усилий, действующих по простиранию дуги и по нормали к ней. В результате образуются две системы правосторонних сдвигов. Развитие сдвига вдоль по простиранию дуги приводит к образованию системы складок волочения, выраженных в морфоструктуре в виде поднятых блоков островов. Ориентировка длинных осей этих блоков совпадает с теоретической ориентировкой складок волочения, образующихся в крыльях сдвиговых зон. Экспансия движений вдоль Алеутской дуги с северо-запада на юго-восток приводит к последовательному отмиранию активности в наиболее выдвинутых на северо-запад частях дуги. Напряжения, ориентированные по нормали к простиранию дуги, в связи с неравномерностью процесса надвигания, приводят к образованию системы крупных поперечных правых сдвигов северо-восточного простирания. Описанные на о. Беринга меридиональные разломы, разделяющие наиболее крупные блоки, отражают действие сил, направленных вдоль основного вектора горизонтального сжатия.

Южная часть Курильской островной дуги (от о. Хоккайдо до о. Уруп включительно) представляет собой типичный пример тектонической системы двойной дуги. Общее направление структур дуги северо-восток 45° . Оно выражено простиранием геосинклинального поднятия внешней дуги (Малая Курильская гряда — хр. Витязя) и уступа подводного рельефа, отражающего разлом между Большой Курильской грядой и Южно-Охотской тыловой впадиной Охотского моря. Такое же простирание имеет в этом районе и Курило-Камчатская сейсмофокальная зона.

Зона сплошного поля развития мелкофокусных землетрясений ограничена с одной стороны склоном желоба, а с другой — западной границей геосинклинали внешней дуги. По данным В. Н. Аверьяновой (1968), в этой зоне отмечаются две полосы, различных по характеру механизма очага землетрясений: восточная полоса, между желобом и геосинклиной внешней дуги, испытывающая общее погружение, характеризуется преобладанием сбрососдвигов, а в западной, совпадающей с поднятием Малой Курильской дуги — хр. Витязя, преобладают взбрососдвиги. Отмечается различие ориентировки преобладающих горизонтальных движений в обеих зонах. К востоку от геосинклинали внешней дуги резко преобладают правосторонние смещения. В западной же части сейсмофокальной зоны горизонтальные смещения, как правило, относятся к левостороннему сдвигу. Главный горизонтальный вектор сжатия в очагах современных землетрясений района ориентирован в широтном направлении.

Пространственная ориентировка морфоструктур во фронтальной части тектонической системы дуги (от желоба до геосинклинали внешней дуги включительно) и в ее тыловой части (от западной границы поднятия Малой Курильской дуги — хр. Витязя до границы Южно-Охотской тыловой впадины) различна. Для фронтальной зоны характерна общая вытянутость морфоструктур по простиранию дуги. Здесь четко проявлены также секущие зоны разломов широтного простирания, смещающие контур подводного хребта геосинклинали внешней дуги. При этом уступ восточного ограничения хребта вдоль северного крыла таких разломов, как правило, смещается на восток. Можно, таким образом, с достаточной уверенностью говорить о том, что разломы эти имеют природу правостороннего сдвига. Во внутренней зоне основные морфоструктуры — поднятые блоки третичных отложений и линейные ряды четвертичных вулка-

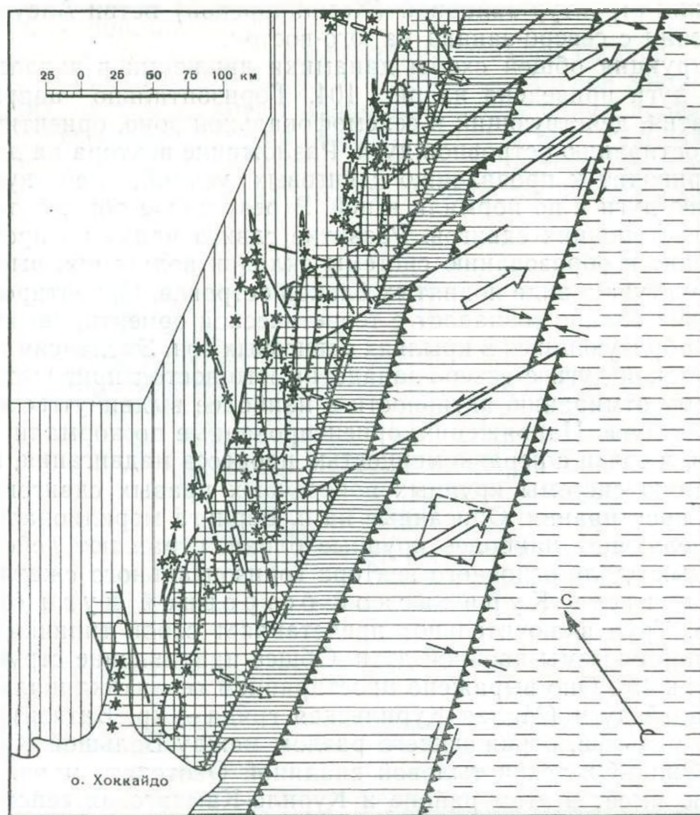


Рис. 105. Схема динамики образования структур южной части Курильской островной дуги

Условные обозначения те же, что и к рис. 104

нов Большой Курильской дуги — располагаются в виде системы эшелонов, ориентированных на северо-восток 25° , т. е. под острым углом к простиранию дуги в целом.

Важно отметить еще две характерных черты распределения морфо-структур внутренней зоны. Во-первых, хорошо видно, что смещение отдельных эшелонов морфо-структур приурочено к продолжению широтных разломов, отчетливо проявленных во внешней зоне. На поверхности разломы широтной ориентировки в тыловой зоне практически не выражены. Однако положение трассируемых широтных разломов внешней зоны совпадает с границами линейных полос сгущения эпицентров средне- и глубоководных землетрясений. Во-вторых, четко устанавливается наложение тыловых кулис четвертичных вулканов на восточную часть тыловой Южно-Охотской глубоководной впадины.

Реконструкция плана движений рассматриваемого района приведена на рис. 105. Общее смещение пластины фронтальной зоны с юго-запада на северо-восток обусловило формирование двух разноименных зон сдвигов на ее границах (правосторонние сдвиги в восточной и левосторонние — в западной части зоны). Неравномерность горизонтального сжатия в сейсмофокальной зоне приводит к образованию системы широтных правых сдвигов. Тыловая зона в поверхностных ее горизонтах сама по себе не испытывает прямых горизонтальных смещений. Однако продольный левосторонний сдвиг, формирующийся вдоль ее восточной границы в связи с движением пластины фронтальной зоны, приводит к образованию здесь системы складок волочения и разделяющих их трещин отрыва. Первые выражаются в виде кулисообразной системы под-

нятий блоков третичного фундамента, вторые фиксируются цепочками четвертичных вулканов. Простираение обоих этих типов морфоструктур тыловой зоны соответствует теоретически предполагаемой ориентировке структур, образующихся в крыле сдвига. Детальный разбор доказательств в пользу именно такого способа образования морфоструктур южной части Большой Курильской гряды проведен М. И. Стрельцовым (1970). Фестончатый характер западной границы пояса четвертичных вулканов, прямое наложение наиболее западных из этих сооружений на край Южно-Охотской тыловой впадины указывают на проникновение трещин отрыва, связанных с динамической системой рассмотренного сдвига, в пределы смежного блока, относительно стабильного и, во всяком случае, не испытывающего продольных горизонтальных движений.

Камчатка и северная (включая сюда и центральную) часть Курильской дуги представляет собой пример сложно построенной тектонической системы, включающей как современную островную дугу, так и районы, находящиеся в разных фазах орогенического развития. План распределения современных морфоструктур, в отличие от предыдущих случаев, связан с воздействием ряда факторов.

Прежде всего отметим, что граница шельфовой зоны на участке от Шипунского полуострова до острова Шиашкотан имеет меридиональное простираение. Граница между шельфом и тыловыми впадинами—Южно-Охотской и ТИНРО—также вытянута в меридиональном направлении. Таким образом, структура I порядка (хребет между желобом и системой тыловых впадин) на этом участке ориентирована вдоль по меридиану. Выше уже отмечалась меридиональная ориентировка Срединного массива Камчатки, т. е. одного из наиболее древних структурных элементов полуострова. На северном продолжении Срединного массива располагается меридиональная Тигильская система складок основания, а на южном продолжении этой структуры—меридиональные поднятия гор Дединка и Голыгинских и того же простираения разломы, ограничивающие грабен-синклиналь Южной Камчатки. Меридиональные простираения структур в данной зоне на всем протяжении геологической истории Камчатки, доступном анализу, т. е. по крайней мере с верхнего мела вообще, весьма устойчивы.

В свое время крупнейший знаток геологии Камчатки Г. М. Власов говорил о загадочности меридиональных простираений (см. Геология СССР, т. XXXI, 1964). Сегодня мы можем уверенно утверждать, что меридиональные структуры Центральной и Южной Камчатки, Северных и Центральных Курил предопределены наложением относительно молодых, мезокайнозойских структур на устойчивый жесткий блок консолидированной коры, имевшей общее меридиональное простираение. Элементы этого древнего структурного плана унаследованно проявляются в структурах всех этапов геологического развития Камчатки в кайнозойское время. Таким образом, в этом вопросе в какой-то мере подтверждаются взгляды В. И. Тихонова (1963, 1965). Разница, однако, состоит в том, что нами предполагается более древний, доверхнемеловой возраст меридиональных структур и их ограниченность по площади.

Второе структурное направление—северо-восток 25° —характерно для простираения основных кайнозойских структур Камчатки, Северных и Центральных Курил. Сюда относятся прежде всего глубоководный желоб, неоген-четвертичные вулканические пояса, передовые прогибы (Восточно-Камчатский прогиб) и, наконец, Курило-Камчатская сейсмофокальная зона. Именно в этом направлении вытянуты основные линейные пояса морфоструктур и орографические элементы рассматриваемой территории. Характерно взаимоотношение линейных структурных зон этого простираения с рассмотренными выше меридиональными структурами предполагаемого древнего структурного плана. Как видно на рис. 2, желоб отчетливо «срезает» меридиональные структуры шельфа. Вулкани-

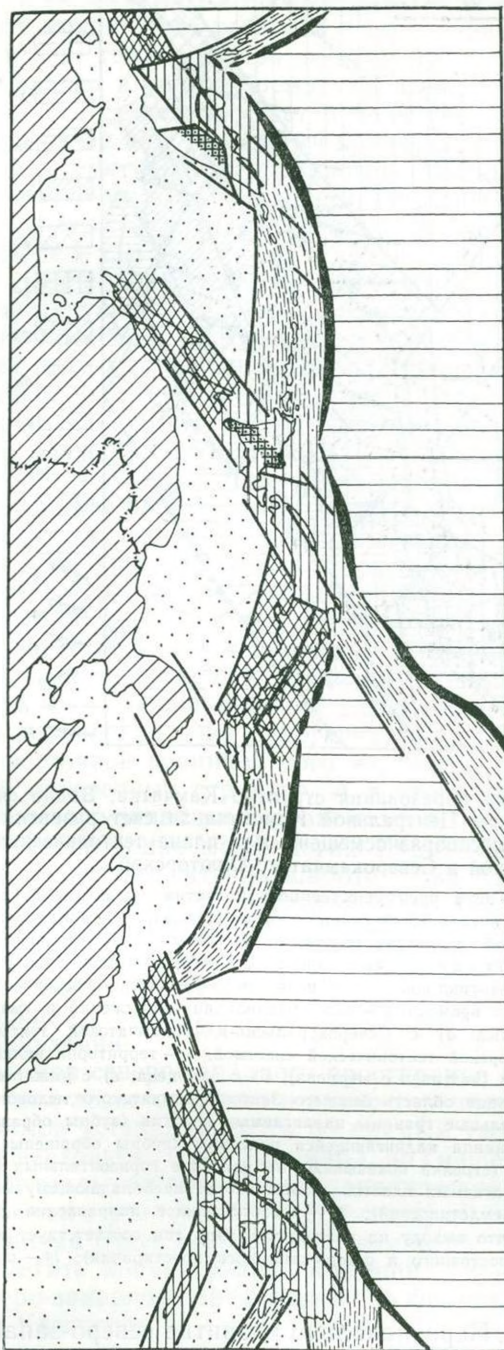
ческие пояса образуют две кулисообразно смещенные линейные зоны. Одна из них (ее можно определить как Северо-Курильскую — Южно-Камчатскую) наложена на меридиональное поднятие, вторая (Центрально-Камчатская вулканическая зона, по Г. М. Власову) утыкается с севера в меридиональные структуры Срединного массива и следует до его южного окончания в виде редуцированной полосы меридионального простиранья. Эти данные еще раз подтверждают сделанный выше вывод о большой древности меридиональных структур и наложении на них молодых подвижных поясов северо-восточного простиранья.

Рассмотрение общего плана распределения островных дуг и близких к ним тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца показывает систематический характер такого сочетания меридиональных и северо-восточных структур, правильную повторяемость расстояний между меридиональными зонами и ширины этих зон. Вариации состоят лишь в том, что местами кайнозойские подвижные пояса прямо наследуют древнее меридиональное простиранье таких блоков (северо-восточная Япония, Сахалин), а местами, как и в случае Камчатки, секут и перерубывают их (рис. 106).

Важнейшей тенденцией развития структур северо-восточного (25°) направления является экспансия по простиранью. При этом наращивание длины тех или иных поясов происходит не постепенно, шаг за шагом, а резким скачком, с захватом значительных по длине (первые сотни километров) участков. Оба упомянутых пояса структурных зон северо-восточного (25°) направления имеют противоположные тенденции развития по простиранью: Олюторско-Северо-Камчатский развивается (а затем и отмирает) в направлении с северо-востока на юго-запад. Курильско-Южно-Камчатский же развивается с юго-запада на северо-восток. Общая картина экспансии и отмирания структурных зон северо-восточного направления по простиранью изображена на рис. 107.

Развитие экспансии (и отмирания) отмеченных систем структурных зон в противоположных направлениях хорошо объясняет давно отмеченную закономерность — тенденцию к последовательному смещению фронта структур Центральной Камчатки в направлении на восток. Анализ этой тенденции в наиболее полном виде проведен Г. П. Авдейко (Avdeiko, 1971). Ей придавалось универсальное значение, развитие ее в Курило-Камчатской области считалось повсеместным, а генетически она связывалась с развитием надвигов на границе океан — континент. Из анализа приведенных в этой книге материалов видно, что смещение фронта структур на восток, к океану, характерно лишь для ограниченного участка Центрально-Камчатского блока и не проявляется в Курильско-Южно-Камчатском и Северо-Камчатско-Олюторском районах. Как нам кажется, картина общего смещения фронта тектонической системы на восток была получена Г. П. Авдейко в результате: 1) признания миоценового возраста кремнисто-вулканогенных формаций Восточного хребта, ныне отвергаемого по данным геологосъемочных работ в этом районе, и 2) совмещения на единой серии разрезов картины развития принципиально различных участков Курило-Камчатской зоны. Приведенные материалы свидетельствуют о том, что смещение фронта структур вкрест простиранья проявляется на ограниченных участках и является следствием тенденции к разнонаправленной экспансии по простиранью параллельных и кулисообразно смещенных систем структурных зон северо-восточного направления.

Северо-западные простиранья проявляются как в разломных зонах, так и в направлениях различных по возрасту и генезису структур. Примером последних являются крупнейшая Петропавловско-Начикинская зона поперечных дислокаций, Тумрокско-Никольская поперечная вулканическая зона, поднятия полуостровов зоны восточного побережья Камчатки, поперечные грабены, разделяющие группы островов Северных и



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 106. Схема расположения островных дуг и сходных с ними тектонических систем у восточной окраины Азиатского материка

1 — современные области стабилизированного поднятия континентов; 2 — шельфовые и окраинные моря; 3 — талассократоны; 4 — тектонические системы островных дуг; 5 — тектонические системы типа раннего орогена; 6 — тектонические системы типа зрелого орогена; 7 — крупнейшие массивы метаморфид в пределах островных дуг и близких к ним тектонических систем; 8 — основные разломы и тыловые границы островных дуг и близких к ним тектонических систем; 9 — современные океанические желоба

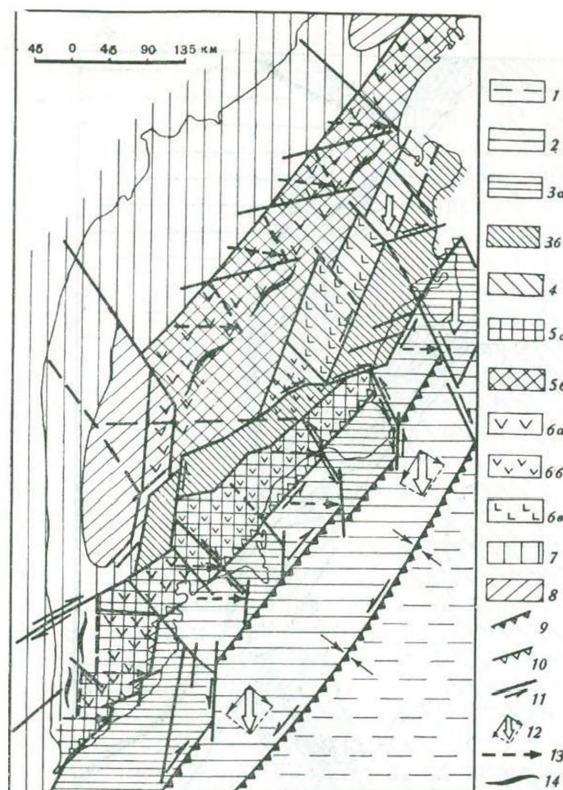


Рис. 107. Схема динамики образования структур Камчатки. Видно формирование специфических черт структуры Центральной Камчатки за счет развития по простиранию двух однотипных, но кулисообразно смещенных в плане тектонических систем: Северо-курильско-Южнокамчатской и Северокамчатско-Олюторской

1 — океаническая плита; 2 — зона преимущественного развития сбросовых дислокаций в пределах надвигаемой пластины (континентальный склон и часть шельфа); 3 — зона преимущественного развития взбросовых дислокаций в поясах горст-антиклинальных систем связанных: а) с Северокурильско-Южнокамчатской тектонической системой, б) с Северокамчатско-Олюторской тектонической системой; 4 — участки горст-антиклинальных поясов Северокамчатско-Олюторской системы, повлеченные в прогибание новейшего времени; 5 — зона реализации напряжений в тыловом крыле надвигающихся пластин связанных: а) с Северокурильско-Южнокамчатской тектонической системой, б) с Северокамчатско-Олюторской тектонической системой; 6 — территории вулканических зон, развивающихся: а) с олигоцена (частично с миоцена), б) с плейстоцена, в) с плейстоцена; 7 — тектонически-стабильная область бывшего Западно-Камчатского тылового прогиба; 8 — сводовые поднятия; 9 — фронтальные границы надвигаемых пластин (зубцы обращены в сторону надвигания); 10 — тыловая граница надвигающейся пластины (зубцы обращены в сторону опущенного крыла); 11 — разломы (стрелки показывают направление горизонтальных перемещений); 12 — направление движения надвигаемых пластин (соответствует преобладающему направлению сжатия в очагах мелкофокусных землетрясений); 13 — преобладающее направление движений по зонам глубинных сдвигов (видно, что выходу на поверхность этих зон соответствует появление дизъюнктивных дислокаций северо-восточного и северо-западного простирания); 14 — оси линейных сводов

Южных Курил и т. д. Первоначально развитие северо-западных структур и разломов связывалось с влиянием Алеутской дуги и само это направление называлось Алеутским (Заварицкий, 1955). Позднее было отмечено развитие северо-западных структур и разломов вне связи с Алеутской дугой. Широкое проявление складок этого направления связывалось В. И. Тихоновым (1963) с влиянием плана меловой складчатости. Позднее, однако, и сам В. И. Тихонов, и ряд других исследователей пришли к выводу об одновременности проявления дислокаций северо-восточного и северо-западного направления. Анализ приведенного материала показывает наличие двух групп структур северо-западного направления.

Первую группу составляют унаследованные структуры, связанные с древним, по всей видимости, домеловым, структурным планом фундамента. Структуры и крупнейшие разломы этого направления неоднократно подновлялись в ходе геологической истории. Но, несмотря на изменение типа развития района в разное время, они в различной форме проявлялись постоянно. Это свидетельствует о большой глубине заложения таких структур и о связи их с границами крупных неоднородностей коры и мантии. Таковы структуры Петропавловско-Малкинской и Тумрокско-Никольской зон поперечных дислокаций, Диагональный шов Камчатки, разломы, отделяющие Центрально-Камчатский и Северо-Камчатско-Олюторский блоки и т. д.

Ко второй группе относятся разломы и структуры, формирующиеся как поперечные нарушения в процессе становления структурных зон северо-восточного простираия. Они могут иметь наложенную природу (как, например, молодые грабены, морфологически выраженные в виде проливов в северной и центральной группе Курильских островов) или в какой-то мере наследовать зоны структурных швов первого типа (границы поднятий полуостровов восточного побережья Камчатки).

Необходимо подчеркнуть, что крайняя северная граница структурных зон северо-восточного простираия всегда представлена крупным поясом поперечных северо-западных разломов или структур. Такие поперечные структуры, одним из выражений которых в морфоструктуре являются полуострова восточного побережья Камчатки, служат пределом, ограничивающим экспансию по простираию на том или ином этапе геологического развития структурных зон, ориентированных в северо-восточном направлении. Так, северным пределом развития Курильско-Южно-Камчатского вулканического пояса в кавранское время являлось Петропавловско-Начикинская зона поперечных дислокаций. В щипинское время северо-восточной границей того же пояса была Тумрокско-Никольская зона поперечных структур. А в своем современном виде эта зона обрвана северо-западными разломами в районе вулкана Шивелуча. Наконец, рассмотрение морфологии Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны показывает, что на широте п-ова Кроноцкого она круто поворачивает на северо-запад (Федотов и др., 1974). А построение карт плотности распределения эпицентров по площади и анализ глубины распределения очагов землетрясений в районе Ключевской группы вулканов привели Э. Н. Эрлиха (1973) к выводу о том, что сейсмофокальная зона здесь имеет общее северо-западное простираие и погружается в юго-западном направлении.

Вдоль разломов северо-западного простираия зачастую фиксируются смещения типа левостороннего и правостороннего сдвигов. Сдвиговая природа разломов устанавливается по прямым геологическим наблюдениям (сдвиг в верховьях Лево́й Щапины), по смещению структур в плане (смещение Центрально-Камчатской вулканической зоны на восток к северу от поперечного разлома по р. Хайлюля) и, наконец, на основании анализа механизма очага современных землетрясений.

Важно отметить концентрацию новейших поперечных структур и разломов северо-западного простираия во фронтальной зоне тектонической системы Камчатки.

Другое дополнительное структурное направление — северо-восток 45°. Вплоть до последнего времени оно само по себе не рассматривалось, считалось, что все разломы и структуры северо-восточного направления образуют единую генетическую группу. Самостоятельность его в полной мере была показана лишь в последние годы Э. Н. Эрлихом (1973). Разломы такого типа образуют систему коротких шарнирных взбрососдвигов. Клиноватая система таких разломов (в сочетании с разломами северо-западного простираия) определяет поднятие горстовых и горст-антиклинальных хребтов. Иногда разломы этой системы выступают также

в виде секущих зон, обрывающих горстовые поднятия (разлом на севере Кумроча) или рассекающие их (Срединный хребет на широте среднего и верхнего течения р. Еловки). В четвертичной вулканической зоне Срединного хребта есть линейные ряды вулканов этого же направления.

Отметим две характерные черты рассматриваемых разломов этой ориентировки. Во-первых, они, как правило, не имеют сквозного характера, т. е. не распространяются за пределы той или иной морфоструктуры. Это явно указывает на взаимосвязь рассматриваемых разломов и соответствующей морфоструктуры. Во-вторых, они теснейшим образом пространственно и генетически связаны с разломами северо-западного направления. Примером такой связи может служить уже упоминавшаяся клиновидная система северо-восточных (45°) и северо-западных разломов на крыльях горстовых и горст-антиклинальных структур.

Особое происхождение имеет система разломов такого простирания, расположенных на окончании горст-антиклиналей хребтов Ганальского и Тумрока. Южные разломы этой системы пересекают южную часть Малкинского свода, равнину западного побережья Камчатки и прямо продолжают в структурах оконечности Южно-Охотской тыловой впадины. На этот факт обращал в свое время внимание А. В. Горячев (1966). Позднее связь между этими структурами была подтверждена данными аэромагнитной съемки НИИГА. Вторая, северная зона разломов пересекает северную часть Тумрока и выходит к восточному побережью Камчатки в районе устья рек Чажма и Адриановка. Разломы этой системы расположены на окончаниях полосы сигмоидальных блоков хр. Восточного, имеют четкую сдвиговую природу, и, как говорилось выше, обусловили продольное растяжение горст-антиклинального пояса и образование секущих его грабенов. Заложение этой системы разломов относится по крайней мере к эоцену.

Первое специальное рассмотрение широтных разломов проведено по геофизическим данным О. И. Супруненко и Г. П. Декиным (1970) на примере зоны, проходящей к югу от п-ова Кроноцкого. Ранее широтные разломы картировались в Срединном массиве и на восточном побережье Камчатки к югу от Петропавловска, где они отчетливо выражены в простирании фьордовых заливов. Как видно на рис. 2, отмечается ряд четких широтных зон разломов, имеющих сквозной характер. Крупнейшие среди них — Паужетская, контролирующая длинную ось одноименной вулкано-тектонической структуры, Карымшинская, разделяющая Южно- и Центрально-Камчатский блоки, Карымская, разделяющая Карымскую и Мало-Семьячинскую вулкано-тектонические депрессии и трассирующая далее в хребет Валагинский, Узонская, разделяющая Узонскую и Гейзерную вулкано-тектонические депрессии, и т. д. Короткие системы широтных разломов на Южной, Восточной и Центральной Камчатке определяют положение крупных долгоживущих центров вулканизма. Наиболее протяженные системы широтных разломов располагаются на пересечении крупных структурных зон северо-восточного и северо-западного направления. Таковы, например, широтные разломы к югу от Петропавловско-Начикинской поперечной зоны дислокаций и к югу от п-ова Кроноцкого. В вулканических центрах, пересекаемых широтными разломами, отмечаются глубинные горизонтальные смещения магматического очага во времени вдоль линии дислокаций. Предполагается, что смещения такого рода обусловлены глубинными сдвигами. Смещение магматического очага в связи со сдвигом подобного типа было рассмотрено на примере Узонско-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии (Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование, 1974).

Общая динамическая модель развития структур Камчатки представлена на схеме рис. 107. Предполагается, что продольные усилия вдоль структур северо-восточного простирания связаны с развитием сдвигов северо-восточного простирания (25°). Разноименная направленность

движений пластин, связанных с Олюторско-Центрально-Камчатской и Северо-Курильской — Южно-Камчатской системами структурных зон, приводит к той картине миграции структур по простиранию, которая была рассмотрена выше. Как следует из работ В. Н. Аверьяновой (1968), главный вектор горизонтально направленного сжатия в очагах современных землетрясений Камчатки ориентирован в меридиональном направлении. Второе основное направление сжатия в очагах землетрясений района Камчатки имеет широтное простирание. Этот второй вектор наклонен под значительным углом и располагается практически в плоскости сейсмофокальной зоны. Совместное воздействие этих усилий приводит к развитию на поверхности разломов, ориентированных под углом 45° , к векторам сжатия. Так появляются разломы северо-восточного (45°) и северо-западного направления, образующие, как отмечалось выше, единую динамическую систему. Естественно объясняется с этой точки зрения и появление крупных широтных зон, располагающихся на биссектрисе угла между пересечением диагональных (т. е. северо-восточных и северо-западных) структур. Понятным становится и проявление вдоль широтных зон движений типа глубинного сдвига. Дополнительное воздействие на эту динамическую картину оказывают на Камчатке два фактора.

Во-первых, унаследованный структурный план жесткого блока, на который наложены кайнозойские подвижные пояса. Как мы видим, воздействие этого плана проявляется в приспособлении молодых структур к древним меридиональным простираниям и в наличии крупных поперечных блоков северо-западного направления.

Во-вторых, развитие в тылу Северо-Курильско-Южно-Камчатского блока системы сдвигов, связанных с воздействием тыловой впадины Курильской дуги.

Подводя итоги, можно, как нам кажется, заключить, что предлагаемая схема достаточно хорошо объясняет наблюдаемые факты. Она позволяет увязать ориентировку структур и динамические усилия, развитые в их пределах, с данными о современных напряжениях в сейсмофокальной зоне. Признание преобладания надвигово-сдвиговой природы тектонических деформаций островных дуг и сходных с ними тектонических систем позволяет удовлетворительно интерпретировать наложение их на разнородный фундамент, тенденцию их развития по простиранию, структурную приуроченность вулканических поясов и закономерности локализации разных типов вулканизма. Динамика развития тектонических систем Южных Курил и западной части Алеутской дуги принципиально близка. Различия состоят лишь в большей глубине заложения и большей интенсивности процесса в первом случае. На Камчатке сложность развития структурного плана (при общем единстве динамики глубинных процессов с той, которая характерна для островных дуг) обусловлена двумя дополнительными моментами: 1) влиянием унаследованного плана древних структур, перерабатываемых молодыми движениями, и 2) наличием двух кулисообразно смещенных в плане систем структурных зон, имеющих противоположные тенденции развития по простиранию.

Этапы преобразования структуры в новейшее время

Говоря о развитии структур новейшего этапа, следует прежде всего отметить резкое различие интенсивности движений и характера структурных перестроек в пределах разных типов тектонических систем.

В этом отношении определенно противопоставляются островные дуги нормального типа — Курилы и Командоры, в основном унаследовавшие структурный план палеогенового и неогенового времени, и территория Камчатки, испытавшая резкую перестройку структурного плана и именно в этот период приобретшая характерные черты орогенической области. При этом отмечается совпадение эпох того или иного типа текто-

нического режима во всех тектонических системах — различия проявляются лишь в интенсивности движений и типе перестройки структурного плана.

Остановимся прежде всего на этапах тектонических перестроек в пределах Камчатки, где структурные преобразования тех или иных эпох выражены наиболее ярко.

Новейшему этапу развития морфоструктуры Камчатки предшествует мощная средне-верхнемиоценовая орогения и следующее за ней общее выравнивание рельефа. Именно в среднем миоцене Камчатка приобретает черты, присущие орогеническим областям, значительная часть территории региона превращается в устойчивую сушу: замыкаются Южно-Камчатский и Восточно-Камчатский прогибы и образуется обширное поднятие на Западной Камчатке (бассейн р. Тигиль). Морское осадконакопление происходит в отдельных частях уже расчлененного поднятием Западно-Камчатского прогиба и в Центрально-Камчатском прогибе, простирающимся на север вплоть до Олюторского залива.

В верхнем миоцене происходит общее поднятие региона, а также прилегающих участков шельфа и материкового склона. Возможно, на севере Камчатка смыкается с Охотской плитой. Одновременно с поднятием происходит опускание западной части Берингии с трансгрессией мелкого моря в северном направлении. Региональное поднятие сопровождается заложением крупных разрывных нарушений и складчатостью. Именно в это время образуется гигантский надвиг, отчленяющий материковые структуры от океанических и контролирующий развитие Курило-Камчатского желоба. На Восточной Камчатке возникают многочисленные надвиги восточной ориентировки, представляющиеся по отношению к основному надвику структурами более низкого порядка. Верхнемиоценовая складчатость проявилась в пределах всего региона и особенно на Восточной Камчатке, где фиксируются мощные зоны смятия, приуроченные обычно к глинисто-алевритистым образованиям.

Вслед за складчатостью последовала эпоха размыва и выравнивания рельефа. Существенная нивелировка рельефа произошла по всей Камчатке, за исключением крайних северных и западных районов, где и ранее рельеф был уже достаточно сглаженным. Одновременно с размывом и выравниванием происходит локальное накопление континентальных терригенных толщ (верхи корфской угленосной серии, континентальные верхнемиоценовые образования на севере и юге Западной Камчатки).

Блоковые движения, последовавшие за эпохой выравнивания, фактически являются началом первого этапа формирования неотектонических структур Камчатки — нижнеплиоценового, в течение которого оформились основные черты современного структурного плана. Как реализация блоковых подвижек по разломам северо-восточного простираения, в нижнем плиоцене происходит резкая вспышка вулканизма как в Центральной, так и на Восточной и Южной Камчатке (шапинская свита и ее аналоги). В образовавшиеся депрессии трансгрессирует мелкое море (время образования эрмановской свиты в прибрежно-морских, континентальных и вулканогенных фациях).

Направленное развитие вулканизма по простираанию Центральной зоны поднятий с севера на юг достигает своего апогея и захватывает практически весь современный Срединный хребет, причем наибольшая интенсивность вулканизма, по сравнению с предшествующими эпохами, проявляется в южной половине Срединного хребта, а в северной, напротив, вулканизм несколько ослабевает. Развитие совершенно идентичного вулканизма в пределах Восточной Камчатки можно рассматривать как результат экспансии Курильско-Южно-Камчатского вулканического пояса по простираанию на северо-восток до широты Кроноцкого полуострова. Здесь закладывается поперечная Тумрокско-Никольская вулканическая зона.

В результате произошедшей структурной перестройки возникает эшелонированная система поднятий и прогибов (горстов и грабен) преимущественно северо-восточного простирания. Как в Срединном хребте, так и на Восточной Камчатке (до широты Кроноцкого полуострова на севере) образуются крупные линейные вулcano-тектонические структуры типа грабенов. С их образованием ассоциируются мощные выбросы кислой пирокластики. Сформировавшиеся при этом толщи игнимбритов заполнили грабены. В последующем в этих структурах развивался базальтовый вулканизм. В пределах Восточно-Камчатской грабен-синклинали образование игнимбритов связано с крупными линейными структурами северо-восточного простирания. В поперечных, относительно поднятых, структурных зонах вулканизм того же типа связан с вулcano-тектоническими структурами типа кольцевых депрессий, в Центральной зоне также с линейными, но более мелкими структурами, развивающимися несколько западнее современного водораздела Срединного хребта и имеющими обычно меридиональную и северо-западную ориентировку. Параллельно с развитием вулканизма происходит рост тектонических поднятий и образуются межгорные впадины, в которых идет накопление терригенных, иногда слабоугленосных осадков.

Заканчивается нижнеплиоценовый этап блоковыми движениями и складчатостью, локально проявившейся на территории Камчатки, с последующим частичным выравниванием рельефа по региону. В результате активизации движений по расколам северо-восточного простирания в конце нижнего плиоцена и в начале верхнего еще более четко обособляются крупные элементы морфоструктуры Камчатки. В последующий, верхнеплиоценовый этап развития структуры (тумрокское время) происходит медленная нивелировка тектонического рельефа. Вулканизм этого времени на Восточной Камчатке резко ослабевает и проявляется только в пределах поперечных структурных зон. В Срединном хребте продолжают активные вулканические процессы (накопление вулканитов крерукского комплекса). В это время в приосевой части хребта закладывается крупный грабен, с которым связано массовое игнимбритообразование этого времени, проявившееся практически исключительно в Центральной вулканической зоне.

В конце плиоцена — начале нижнечетвертичного времени темп движений резко затухает. На этом рубеже отмечается общий для всей Камчатки относительно стабильный тектонический режим. Коррелятивные отложения этого времени в Центрально-Камчатской депрессии имеют тонкий гранулометрический состав («синие глины» и толща ко-сослоистых песков). Денудация горных систем приводит к формированию холмисто-низкогорного рельефа. Пологое изгибание верхних горизонтов коры создает условия для массовых излияний платобазальтов, оказавших дополнительное влияние на общую нивелировку рельефа. Одним из важнейших событий этого времени является заложение вулканического района северной части Центрально-Камчатской депрессии.

Следующая фаза структурной перестройки и интенсивных движений начинается в среднечетвертичное время. Она характеризуется интенсивным поднятием горных систем и формированием современных морфоструктур. Начало процесса поднятия датируется по появлению в разрезе Центральной Камчатской депрессии грубообломочных отложений. Основные преобразования структуры в эту эпоху можно суммировать отдельно по блокам — Южно-Камчатскому, Центрально-Камчатскому и Северо-Камчатскому-Олюторскому.

1. Южно-Камчатский блок. Воздымание блоков гор Голыгинских и Детинка. Стабилизация и подъем блоков восточной и северной периферии вулканической зоны Южной Камчатки. Окончательное оформление грабен-синклинали Южной Камчатки в ее современном виде.

2. Центральнo-Камчатский блок. Формирование Начикинской поперечной зоны поднятия на месте отмершей северной части вулканического пояса Южной Камчатки. В связи с этим — оформление нынешней структурной границы между Южно- и Центральнo-Камчатским блоками. Отмирание Налычевско-Китхойской и Тумрокско-Никольской поперечных вулканических зон. Западная часть обеих этих зон включается в процесс поднятия горст-антиклинального пояса Восточного хребта. Вулканизм здесь прекращается и формируются аккумулятивно-тектонические горные хребты (Тумрок, северная часть Ганальского). Восточные части зон становятся частью грабен-синклинали Восточной Камчатки. Здесь на протяжении всего четвертичного времени продолжается развитие вулканизма. На самом востоке Тумрокско-Никольской поперечной зоны начинается поднятие хребтов Чажминского и Железнодорожного, консолидирующееся с поднятием п-ова Кроноцкого полуострова. Происходит формирование пояса горст-антиклиналей Восточного хребта в их современном виде. Под действием продольного растяжения этого пояса образуются грабены верховий рек Быстрой и Камчатки, грабен р. Ковычи и грабен р. Щапиной. В связи с этим же процессом образуется зона растяжения по оси Ключевской группы вулканов. По оси этой зоны располагается ряд крупных центров вулканической активности, а в новейшее время — зоны ареальных излияний базальтов. Концентрация вулканических проявлений в этом районе приводит к погружению его территории. Отмирает вулканизм на территории северной части Центральнo-Камчатской вулканической зоны. Этот район становится зоной тектонического поднятия и здесь формируется Козыревско-Быстринская линейная система сводов северной части Срединного хребта. Параллельно образуется четвертичная вулканическая зона Срединного хребта Камчатки, смещенная к западу от оси пояса неогеновых вулканов и частично наложенная на бывший Западно-Камчатский тыловой прогиб.

3. Северо-Камчатский-Олюторский блок. Полное отмирание вулканических процессов. Стабилизация тектонического режима и последующее вовлечение в медленное поднятие участка Центральнo-Камчатской депрессии от Хавывенской возвышенности до пролива Литке и Олюторского залива. Медленный рост линейных сводов.

Параллельно этим тектоническим событиям в пределах вулканических поясов Южно- и Центральнo-Камчатского блоков протекают интенсивные вулканические процессы. Отмечаются два типа вулканизма: 1) серия мощных вспышек кислого вулканизма в средне-верхнечетвертичное время; 2) базальтовый вулканизм верхнеплейстоценового-голоценового времени.

Вулканизм первого типа ассоциируется с движениями по зонам глубинных сдвигов широтного (и частично северо-западного) простирания. С ним связано формирование крупнейших вулкано-тектонических депрессий и кальдер Южной и Восточной Камчатки, единичных кальдер южной части вулканической зоны Срединного хребта.

Вулканизм второго типа связан с обстановкой общего растяжения в тылу надвигающихся блоков. Параллельно ему продолжают существовать реликтовые центры кислого вулканизма, локализовавшиеся в коре в период предшествующей фазы вулканической деятельности.

Формирование структуры Курильской островной дуги в течение новейшего периода развития рельефа происходило предположительно в три этапа: 1) верхнеплиоценовый, 2) поздневерхнеплиоценовый-нижнеплейстоценовый и 3) среднеплейстоценовый-голоценовый. Первые два этапа выделены в значительной мере условно главным образом на основании общих геолого-структурных построений и сопоставления этого региона с сопредельными участками Камчатки и Японии.

Можно предполагать, что верхнемиоценовый этап характеризовался интенсивными дифференцированными тектоническими движениями, со-

проводившимися в пределах Большой Курильской гряды мощным эксплозивным вулканизмом (район современных о-вов Кунашир, Итуруп, Онекотан). Подобная тектоническая обстановка, по-видимому, уже в то время способствовала расчленению Большой Курильской гряды на ряд блоков-горстов, разделенных глубокими проливами-грабенами. Вполне вероятно, что в течение верхнего плиоцена обособились блоки Парамуширский, Онекотанский, Урупский, Итурупский и Кунаширский. Особо контрастные движения имели место на границе Большой Курильской гряды и расположенной к западу от нее Южно-Охотской глубоководной впадины. Здесь возникла крупная зона растяжения и начался мощный подводный вулканизм, сформировавший у западного подножия гряды обширные участки подводного вулканического рельефа. В целом весь первый этап отличался высоким стоянием островной суши. Высоты островов были, по-видимому, сравнимы с современными.

Наоборот, второй этап характеризовался общим опусканием территории Курильской островной гряды. Опускание охватило не только районы проливов между островами, но и сами острова. В результате к концу нижнего плейстоцена отдельные участки суши существовали только на месте о-вов Парамушир, Онекотан и, возможно, Кунашир. Вершины всех остальных крупных островов располагались ниже уровня моря.

В ходе последнего, современного этапа развития о-ва Большой и Малой Курильской гряд вновь испытали мощное поднятие. Наиболее быстро поднималось центральное звено Курильских островов, средняя скорость поднятия которого за этот отрезок времени оценивается в 2,3—2,4 мм/год, а общая амплитуда поднятия — в 700—750 м. Острова Парамушир и Шумшу поднимались со средней скоростью 1,6—1,7 мм/год. Общая амплитуда поднятия их равна 500—550 м. Острова Итуруп и Кунашир, а также о-ва Малой Курильской гряды поднимались со скоростью 2—2,1 мм/год (общая амплитуда поднятия 630—650 м). Поднятие фиксировалось образованием на островах комплекса морских террас высотой до 500 м (о. Парамушир). Поднятие островов продолжается и до настоящего времени. Не исключено, что поднятие островов сопровождалось (и сопровождается сейчас) дальнейшим опусканием дна проливов и Южно-Охотской глубоководной впадины.

Сведения об этапах развития структуры района Командорских островов в неоген-четвертичное время ограничены. Можно отметить совпадение эпохи базальтовых и андезитобазальтовых излияний северной части о. Беринга с периодом формирования комплекса платоэффузивов Камчатки. Излияния лав происходили в условиях выровненного рельефа и, по крайней мере, частично в подводных условиях. Поверхность лавового комплекса переработана морской абразией. Все это свидетельствует о стабильном тектоническом режиме данной эпохи (предположительно конец плиоцена — начало четвертичного времени). Поднятие блоков островов начинается в более позднюю эпоху — предположительно в среднечетвертичное время. Этому периоду соответствуют излияния андезитовых лав и внедрение экструзивных куполов кислых андезитов на о. Медный. Свидетельством значительного поднятия островов во вторую половину четвертичного периода является наличие комплекса морских террас, наиболее высокие из которых имеют высоту 540—560 м.

Таким образом, можно отметить общее совпадение эпох тектонической перестройки новейшего времени в пределах всех трех основных районов рассматриваемой территории — Камчатки, Курильских и Командорских островов. В то же время отмечается специфика проявления тектонических движений в тех или иных районах, разная степень изменения структурного плана. В этой связи можно говорить о том, что ско-

рость тектонического развития в новейшее время, так же как и интенсивность новейших движений, резко различна в пределах островных дуг, с одной стороны, и тектонической системы Камчатки — с другой.

Тектоника и вулканизм

Поскольку вопросы соотношения этих двух процессов в достаточно полной мере были рассмотрены одним из авторов (Эрлих, 1973), ограничимся кратким перечислением основных положений связанных с этой проблемой.

Прежде всего отмечается четкая корреляция типа вулканизма и объемов образующихся вулканических продуктов со стадией тектонического развития той или иной тектонической системы. В частности, отмечается преобладание на островах Большой Курильской гряды андезитов при относительно небольшой роли базальтов и практически полном отсутствии пород с содержанием SiO_2 более 65%. В то же время на Камчатке резко преобладают вулканические породы основного состава (базальты с содержанием SiO_2 до 53%), широко развит кислый вулканизм, андезиты встречаются в подчиненных количествах. Появляется принципиально новый тип вулканизма — трещинные и ареальные излияния базальтов. Средний размер кальдер на Курилах равен 2—4 км, самые крупные из этих структур достигают 6—8 км. На Камчатке же средний размер кальдер и вулканотектонических депрессий равен 8—12 км, наиболее крупные из них достигают 20—40 км в поперечнике (замеры во всех случаях проводились по основанию уступа ограничения кальдер). Меняются и средние объемы единичных вулканов центрального типа — на Камчатке средний объем таких вулканов, как правило, превышает средний объем подобных сооружений на Курилах. На Камчатке в четвертичное время отмечаются два цикла вулканизма, на Курилах же проявления первого цикла резко редуцированы по масштабам. Все это свидетельствует о резком различии в интенсивности выплавки магматического материала в обоих типах тектонических систем в новейшее время. Различия эти нельзя связать с увеличением мощности коры Камчатки: известно, что вулканизм кавранского времени здесь очень близок по всем показателям к тому, который сегодня наблюдается на Курилах. В то же время отчетливо фиксируется связь между резким ускорением развития тектонической системы Камчатки в новейшее время и изменением здесь в этот же период характера и масштабов вулканической деятельности.

Далее следует отметить связь определенных типов вулканизма с эпохами, характеризующимися различным типом и интенсивностью движений. Так, в периоды стабилизации тектонического режима исключительным развитием пользуется базальтовый вулканизм. Именно с таким периодом малоинтенсивных движений, периодом формирования низкогогорного денудационного рельефа, связано, в частности, формирование комплекса платоэффузивов и последующее развитие щитообразных вулканов в конце плиоцена-нижнем и начале среднего плейстоцена. В то же время в эпохи резкого подъема горных систем отмечаются мощные проявления кислого вулканизма. Несколько отставая по времени от главных фаз проявления кислого вулканизма, происходят излияния базальтов и формирование крупных базальт-андезитовых стратовулканов. При этом роль эксплозивных процессов в формировании стратовулканов резко возрастает.

В результате можно говорить о соответствии на рассматриваемой территории эпох горообразования и сложного комплекса вулканических процессов, включающих как выбросы кислой пирокластики, так и базальт-андезитовый вулканизм. Именно такой сложный характер носят вулканические толщи шапинской свиты и крерукского комплексов, соот-

ветствующие эпохам интенсивных тектонических движений плиоценового времени. Такой же тип вулканизма проявился и в эпоху горообразования, начавшуюся в конце среднего плейстоцена и продолжающуюся по настоящее время. Последовательная смена эпох базальтового и кислого вулканизма создает картину закономерной смены во времени различных вулканических форм, отражающей направленную эволюцию вулканического процесса.

Характерна продольная и поперечная зональность в распределении разных форм проявления вулканизма, тесно связанная с зональным распределением тектонических условий. Особенно четко проявляется такая зональность в распределении различных типов молодого вулканизма начиная со среднечетвертичного времени. Крупнейшие центры кислого вулканизма этого времени локализуются в Восточном поясе, т. е. во фронтальной вулканической зоне. Кальдеры и вулканотектонические депрессии этого времени в вулканической зоне Срединного хребта единичны и сгруппированы в ее южной части. На остальной же части Срединного хребта широко проявляется базальтовый вулканизм. Аналогичная зональность наблюдается иногда и в пределах единичных вулканических зон. В частности, в вулканической зоне Южной Камчатки центры кислого вулканизма распределены вдоль ее восточной и северной границы, в то время как проявления ареального базальтового вулканизма локализуются в тыловой, западной части грабен-синклинали.

Отмеченная поперечная зональность в распределении различных форм проявления вулканизма носит общий характер. Однако в ряде случаев она осложнена изменением структурной обстановки и характера вулканизма вдоль по простиранию вулканической зоны. В этом отношении наиболее ярким примером являются описанные отличия в распределении различного по характеру вулканизма в грабен-синклинали Восточной Камчатки — концентрация проявления кислого вулканизма в центральном, Карымско-Семячинском, участке структуры и преобладание базальт-андезитового вулканизма на Авачинско-Жупановском и Кроноцко-Гамченском ее участках.

Характер и интенсивность структурообразования, связанного с воздействием самой поднимающейся магмы, находится в прямой зависимости от типов локализации вулканов. Так, трещинным вулканическим зонам, формирующимся в условиях интенсивного регионального растяжения, не отвечают какие-либо формы вулканотектонических структур. Стратовулканам, связанным с изолированными подводными каналами, локализованными вдоль региональных ослабленных зон, отвечают системы радиальных даек, реже кольцевые системы даек, секторные грабены и кальдеры гавайского типа. Изолированным вулканическим центрам и группам центров, связанным с промежуточными питающими очагами и расположенным вне тектонически активных зон, отвечает развитие телескопированных систем тектонических депрессий.

Подобные соотношения представляются естественными, так как и движения земной коры и вулканизм выражают результат различных форм преобразования энергии подкорковых процессов, функций которых является и вулканизм и тектоника. Соответственно интенсивное развитие одного из этих процессов предопределяет нехватку энергии для другого.

Как мы уже упоминали, вулканизм концентрируется преимущественно в грабен-синклиналях. В горст-антиклинальных поднятиях единичные вулканы располагаются в четкой связи с секущими трещинными и разломными зонами. При этом сам характер вулканизма в хребтах специфичен — здесь располагаются, как правило, мелкие экструзивные купола кислых вулканических пород и небольшие базальтовые вулканы: вулканизм носит четкий «контрастный» характер. Крупные дифференцированные вулканы и кальдеры единичны. Исключениями являются

кальдера Хангара, расположенная в пределах Малкинского свода, и вулкан Шиш в западной части хр. Кумроч.

Концентрация больших количеств лавово-пирокластического материала в пределах грабен-синклиналей вызывает дополнительную компенсационную просадку этих структур. В этом отношении характерна связь между амплитудой прогибания отдельных участков структуры, количеством аккумулятивного изверженного материала и типом вулканизма. Так, в случае, когда в грабен-синклиналях располагаются линейные ряды стратовулканов, прогибание относительно невелико. В случае же, когда на определенном участке структуры концентрируются центры массовых выбросов кислого пирокластического материала или в равной мере излияний базальтов, амплитуда опускания достигает максимальных значений.

Характерно в этом отношении сопоставление северного участка грабен-синклинали Восточной Камчатки с центральным участком той же структуры. Так, если в Кроноцко-Гамченском районе, где располагаются линейные ряды андезитовых стратовулканов, смещение за четвертичное время не превышает 200 м, то на центральном участке структуры, в Карымско-Семьячинском районе, где локализованы крупные долгоживущие центры, давшие огромные по масштабам выбросы кислой пирокластики, оно достигает 1500 м. Сходные с последними амплитуды опускания фиксируются и в грабене северной части Срединного хребта, где расположено большое число центров массовых излияний голоценовых базальтов. Таким образом, сам факт локализации массовых вулканических проявлений в грабен-синклиналях обуславливает усложнение этих структур: если в первоначальном виде они отражают отстающее поднятие в тыловой части системы парных структур, то накопление здесь мощных вулканогенных толщ приводит к дополнительной компенсационной их просадке.

С другой стороны, в связи с высокой скоростью аккумуляции вулканических пород в зонах активного вулканизма наблюдается перекомпенсированное по отношению к прогибанию накопление материала. Следствием этого является формирование в зонах отстающего поднятия или опускания горного вулканического рельефа.

Важно отметить, что уровень вершин, создаваемый реликтовым вулканогенно-аккумулятивным рельефом в аккумулятивно-тектонических хребтах типа Тумрок, Козыревского и других соответствует уровню вершин эрозионно-тектонического рельефа в смежных горст-антиклинальных поясах, созданных исключительно за счет тектонического поднятия. Таким образом, суммарный эффект аккумуляции и тектонического поднятия в структурах первого типа равен эффекту чисто тектонических процессов в структурах второго типа.

Накопление вулканических толщ, с одной стороны, вызывает компенсированное прогибание территории вулканического пояса, а с другой — приводит к формированию аккумулятивных хребтов. При этом процесс формирования таких структур является аналогом тектонического поднятия как по конечной морфологии образующихся гряд, так и по их высоте. В зонах некомпенсированного погружения (таких, как глубоководные желоба, тыловые прогибы, отдельные типы межгорных впадин) и в зонах интенсивно растущего поднятия проявления вулканизма, как правило, отсутствуют. Более того, в самих вулканических поясах интенсивное воздымание структуры отмечается лишь после прекращения в ее пределах вулканической активности. Можно считать, что появление вулканов знаменует инверсию прогиба, выражающуюся в интенсивном поступлении на поверхность глубинного (вулканического) материала и перекомпенсированном его накоплении в пределах зоны опускания.

Вулканизм как рельефообразующий фактор

В областях молодого вулканизма сохраняется в силе классическое положение геоморфологии, рассматривающее рельеф как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил. Однако здесь формирование и развитие рельефа идет при резком преобладании эндогенных факторов и в первую очередь вулканизма, который определяет не только возникновение и распространение основных форм рельефа, но во многом и их преобразование. Вулканизм выступает как важнейший структурный фактор наряду с тектоникой. Вулканогенная аккумуляция и вулканотектонические движения практически определяют облик современного рельефа молодых вулканических районов. Н. А. Флоренсов (1965) справедливо отмечал, что в природе мы имеем дело с бесчисленным числом соответствий наружных форм структуре их субстрата — от почти полного до почти исчезающего — и приводит как крайние примеры полного соответствия быстро развивающиеся «живые структуры» сбросов и сдвигов. Рельеф ряда районов областей современного вулканизма также представляет пример такого почти полного соответствия. Это объясняется крайне большой скоростью вулканических процессов, несравнимой со скоростью проявления тектонических движений при экзогенных процессах. В связи с малой скоростью тектонических деформаций невозможно представить себе формирование тектонических структур, которые не испытывали бы в то же самое время воздействия процессов разрушения. Случай быстрого поднятия пенепплена на большую высоту и последующего расчленения его эрозией, взятый Дэвисом за исходный момент географического цикла, является чисто умозрительным и подвергся наибольшей критике. В вулканических районах высокая интенсивность вулканических проявлений приводит к почти мгновенному в геологическом смысле созданию форм рельефа, которые возникают как прямое морфологическое выражение эндогенных вулканических процессов и лишь потом подвергаются разрушению. При этом периодическая повторяемость вулканических извержений может сводить на нет воздействие денудационных факторов и восстанавливать первичный облик вулканических форм.

На примере Курило-Камчатской зоны четко видно, что наиболее интенсивное развитие новейшего вулканизма обычно приурочивается к областям тектонических прогибаний. В их пределах вулканическая аккумуляция оказывает действие, противоположное действию тектонических движений. При анализе характера накопления вулканических продуктов следует принимать во внимание ряд важных моментов: 1) огромную скорость накопления материала, что не компенсируется прогибанием того же масштаба; 2) значительную устойчивость лавовых толщ по отношению к эрозии; 3) приуроченность вулканических проявлений к зонам отстающего поднятия, способствующую сохранности откладывающихся продуктов. Вследствие этих особенностей в процессе накопления вулканогенного материала происходит компенсация или перекомпенсация прогибов и в результате этого как бы инверсия структуры, созданной тектоническими движениями. Из-за действия фактора перекомпенсации вулканические пояса, как правило, в разрезе имеют форму линзы, нижняя сторона которой отражает процесс тектонического погружения, а верхняя — эффект аккумуляции вулканогенных толщ. Результат вулканической аккумуляции выражается в том, что на месте равнин, ожидаемых в предгорных и межгорных депрессиях, образуется типичная горная страна, в пределах которой абсолютные высоты достигают и часто превышают абсолютные отметки окружающих горстовых поднятий.

Типичными примерами компенсированных и перекомпенсированных прогибов являются и обширные вулканические области Восточной и

Южной Камчатки. Здесь в пределах грабен-синклиналей в результате интенсивной вулканической аккумуляции плиоцен-четвертичного времени были созданы обширные вулканические нагорья с абсолютными отметками в среднем 700—1000 м, осложненные вулкано-тектоническими депрессиями и многочисленными вулканическими конусами. Можно прямо говорить, что вся морфоструктура северной части Срединного хребта — типичное аккумулятивно-вулканическое образование, частично наложенное на Западно-Камчатскую равнину, частично являющееся результатом перекомпенсации грабен-синклинали. Классическим примером перекомпенсации можно считать наличие в основании Авачинской группы вулканов хребта, сложенного вулканическими породами плиоцен-четвертичного времени. Хребет этот заполняет грабен в меловых отложениях глубиной до 1500 м, образуя положительную форму рельефа. Расположенные на этой аккумулятивной гряде вулканы Авачинской группы делают еще более разительной картину перекомпенсированного развития. Таким образом, вулканизм выступает как главный фактор создания морфоструктур — от отдельных вулканических групп или построек до горных хребтов.

Вулканическая аккумуляция повышает земную поверхность во много раз быстрее, чем тектонические движения. Так, в настоящее время на территории Восточной и Южной Камчатки известно более 100 вулканических сооружений с относительной высотой от 500—600 м до 2,5—3 км. Время образования всех этих форм исчисляется десятками и первыми сотнями (?) тысяч лет. Тектонические поднятия такой величины обычно происходят в течение гораздо более длительного времени. Кроме того, в вулканических районах неоднократно отмечались случаи, когда в течение буквально нескольких часов накапливались вулканогенные толщи мощностью во многие десятки метров. Подобные изменения высоты местности за счет тектонических подвижек происходят только в исключительных случаях.

При рассмотрении рельефообразующей роли вулканизма обращают внимание две особенности вулканической деятельности: с одной стороны, выравнивающая роль вулканической аккумуляции, а с другой — создание ею первичных крупных неровностей земной поверхности со значительными абсолютными и относительными высотами. Выравнивающая роль вулканизма особенно ярко проявляется при площадных его проявлениях (ареальный вулканизм, региональные проявления кислого вулканизма), в процессе которых создаются обширные лавовые и пирокластические равнины. Площади, занятые такими равнинами, огромны. Так, реконструированные только средне-верхнечетвертичные пирокластические покровы Южной и Восточной Камчатки занимали площадь в 11 000 км². Такие вулканогенные равнины сопоставимы по масштабам развития с региональными выровненными поверхностями, создаваемыми денудацией. В случае, когда вулканические районы испытывают поднятие и последующее расчленение, структурные лавовые и игнимбритовые равнины часто неверно отождествляются именно с поверхностями денудационного выравнивания.

Наряду с выравниванием вулканизм создает и значительные контрасты высот, обусловленные не проявлением эрозионных процессов, а самой вулканической аккумуляцией и вулкано-тектоникой. Разница абсолютных высот крупнейших вулканических построек (3000—5000 м) и высот областей их подножий (100—500 м) или днищ вулкано-тектонических депрессий (500—600 м) создает первичные относительные превышения рельефа порядка 3000—4000 м.

Результатом указанных особенностей проявления рельефообразующей деятельности вулканизма является ярусность рельефа, столь типичная для вулканических районов. В простейшем случае она проявляется в разделении рельефа вулканических групп на два яруса: верхний —

конусы вулканов и нижний — равнины их подножий, сложенные лавами, пирокластикой и рыхлыми отложениями. В более сложном случае выделяется верхний ярус конусов разновозрастных стратовулканов или щитовых вулканов; средний, представленный лавовыми и игнимбритовыми плато, и нижний — днища вулкано-тектонических депрессий.

Формы вулканического рельефа

Создаваемые вулканической аккумуляцией формы рельефа тесно связаны с типом самой аккумуляции, которая обусловлена характером вулканической деятельности и, в частности, способом выхода магматического вещества на поверхность. В зависимости от этого хорошо отличаются два типа вулканических проявлений: центральные и площадные. Последние в пределах Курило-Камчатской зоны представлены базальтовыми арельными излияниями и проявлениями кислого регионального вулканизма.

Ареальный вулканизм характеризуется массовыми излияниями лав из многочисленных, но небольших по размерам аппаратов (рис. 108). Создаваемые формы рельефа — одноактные лавовые или шлаковые конусы, размеры которых сильно варьируют: наиболее мелкие имеют диаметр основания 40—50 м, высоту 10—15 м и объем 3000—5000 м³, самые крупные соответственно 1,4—1,5 км, 300—350 м и 0,1—0,2 км³. Конусы либо беспорядочно, либо вытянутыми рядами располагаются на поверхности обширных лавовых равнин, образованных многочисленными слившимися и наложенными друг на друга лавовыми потоками. Площади отдельных таких равнин могут достигать 800—1000 км², а количество конусов превышать 100—200.

Региональные проявления кислого вулканизма в отличие от площадных базальтовых излияний имеют эксплозивный характер. Этот тип вулканизма характеризуется поступлением на поверхность огромных объемов ювенильного пирокластического материала (до 150—200 км³ из одного центра извержения) в виде быстро следующих друг за другом пирокластических потоков. Отложения последних могут быть представлены как несспекшимися пемзовыми туфами, так и в различной степени спекшимися туфами (игнимбритами). Образующиеся пемзовые и игнимбритовые покровы, сложенные наслаивающимися друг на друга пирокластическими потоками, выступают в рельефе в виде обширных пирокластических равнин, которые после расчленения эрозией превращаются в вулканические плато. На месте центров извержений, имевших, по-видимому, трещинный характер, формируются обширные депрессии — кальдеры обрушения (см. рис. 47, 50).

Вулканические проявления центрального типа приводят к формированию различных по облику и строению вулканических конусов. Среди них различаются щитовые и щитообразные вулканы и стратовулканы. Современные щитовые вулканы (рис. 109) представляют собой сложенные базальтовой лавой пологосклонные (крутизна склонов в нижней части 4—5°, в верхней — 8—13°) вулканические конусы с диаметром основания 3—10 км и высотой 200—1000 м, объем которых достигает 1—25 км³. Значительно более крупными размерами отличались нижнечетвертичные щитовые вулканы, самый крупный из которых — вулкан Уксичан в Срединном хребте — имел диаметр около 45 км. Щитообразные вулканы (рис. 110) отличаются от щитовых присутствием в разрезе небольшого количества пирокластического материала, большим разнообразием слагающих пород (базальты — андезиты) и несколько более крутыми склонами (4—6° — в нижней части конуса, 10—15° — в верхней). Диаметр основания их достигает 35—40 км, высота 1,5 км, объем 400—500 км³.



Рис. 108. Шлаковые конуса, лавовые потоки и лавовые равнины
(Ключевская группа вулканов)

Стратовулканы имеют вид правильных вулканических конусов с крутыми склонами, сложенных чередующимися прослоями лав и пирокластики различного состава — от базальтов до кислых андезитов. Среди них различаются существенно лавовые стратовулканы (лавы составляют 60—80% объема) и существенные пирокластические (лавы составляют 50% объема). Существенно лавовые стратовулканы — это сравнительно небольшие формы объемом 0,5—10 км³, с диаметром основания конуса 3—5 км, высотой 500—1200 м; крутизна склонов 6—7° — в нижней части, 20—25° — в верхней. Существенно пирокластические стратовулканы являются одними из наиболее крупных вулканических форм Камчатки: диаметр их основания 3—13 км, высота 1—3,5 км, объем 3—300 км³, крутизна склонов достигает в нижней части конуса 8—10°, в верхней 30—35°. Нередко два-три вулкана сливаются между собой, образуя короткие вулканические хребты (Горелый, Малый Семейчик, Крашенинникова и др., рис. 111).

Особый тип вулканической аккумуляции связан с экструзивной деятельностью. В результате поступления на поверхность вязкой, преимущественно кислой лавы образуются не конусы, а экструзивные купола и связанные с ними короткие и мощные каплевидные лавовые потоки. Размеры куполов сильно варьируют: поперечник основания от нескольких десятков метров до 1,5—2 км, высота до 500 м. Экструзивные куполы могут осложнять строение конусов вулканов, внедряясь на заключи-

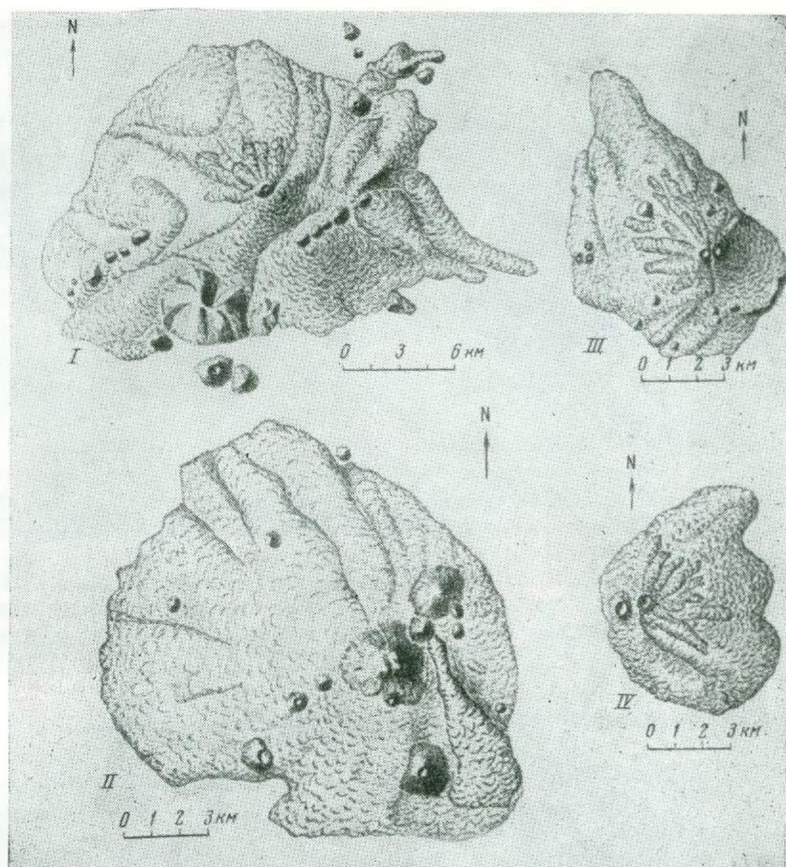


Рис. 109. Голоценовые щитовые базальтовые вулканы Срединного хребта (по Н. Н. Кожемяке)

I — вулк. Кебей; II — вулк. Леутогей; III — вулк. Титала; IV — вулк. Шиншель

тельных этапах их деятельности. Они могут иметь также площадное развитие, образуя массивы из многочисленных близкорасположенных или слившихся экструзий (рис. 112). Такие массивы часто приурочиваются к районам площадного развития продуктов кислого вулканизма и вулканотектонических депрессий.

Длительность образования описанных аккумулятивных вулканических форм рельефа существенно различается. Одноактные формы, к которым относится большинство шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов, равнин пирокластических потоков, образуются практически «мгновенно» в геологическом масштабе времени. Длительность образования этих форм колеблется от нескольких часов до 10—15 лет: равнины пирокластических потоков — часы — сутки, шлаковые и лавовые конусы — от нескольких дней до 1—2 лет, экструзивные купола — до 10—15 лет. Длительность формирования многоактных вулканических образований значительно большая: крупные стратовулканы, обширные лавовые равнины, сложно построенные пирокластические покровы формируются в течение тысяч и десятков тысяч лет, огромные щитообразные и щитовые вулканы — многие десятки и, возможно, сотни тысяч лет. В формировании многоактных построек центрального типа различаются две стадии: стадия роста вулканического сооружения, соответствующая периоду интенсивной вулканической деятельности, перекомпенсирующей эффект воздействия экзогенных факторов, и стадия начинаю-

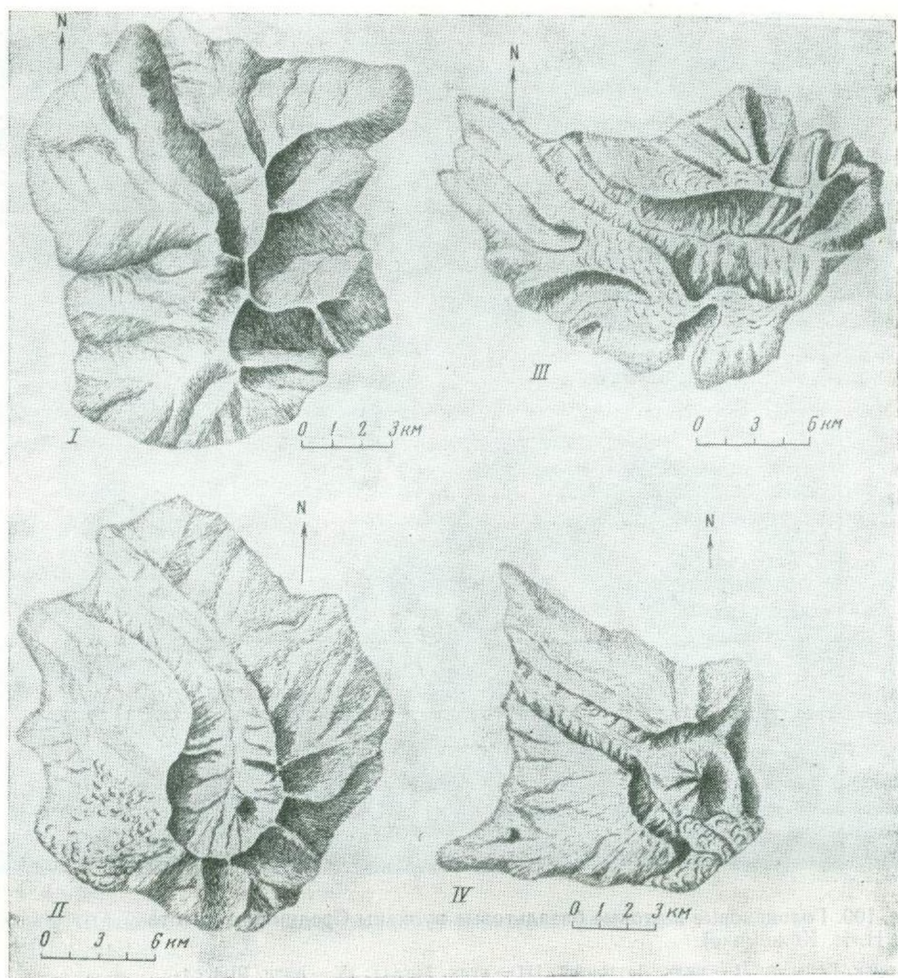


Рис. 110. Нижне-среднеплейстоценовые щитообразные андезито-базальтовые вулканы Срединного хребта, разрушенные эрозионными и ледниковыми процессами (по Н. Н. Кожемяке)

I — вулк. Оччамо, II — вулк. Малый Чекчебонай, III — вулк. Теклетунуп, IV — вулк. Переваловый

щегося моделирования построек экзогенными процессами, соответствующая этапу ослабления активности вулкана. Длительность первой стадии, как правило, во много раз меньше длительности второй. Для существенно пирокластических вулканов продолжительность первой стадии от нескольких десятков лет до 8—10 тыс. лет, второй стадии — десятки тысяч лет (до 30—40 тыс. лет). Каждой стадии соответствует специфическое строение конусов вулканов. На первом этапе вулканы имеют вид правильного усеченного конуса с нерасчлененными склонами и прекрасно выраженным кратером на вершине. Часто в это время конусы вулканов бывают исключительно динамичными образованиями, быстро меняющими свой облик и размеры и имеющие четкую тенденцию к росту, что обусловлено интенсивным поступлением вулканических продуктов. Примерами таких вулканов на Камчатке являются Ключевской, Карымский, Горелый, Малый Семейчик и др. На втором этапе конусы вулканов, активность которых уменьшается (Корякский, Кроноцкий, Вилучинский и др.), расчленяются сетью глубоких барранкосов, кратеры их сильно разрушаются или исчезают совсем, что объясняется недостатком посту-



Рис. 111. Общий вид Жупановского вулканического хребта. Слева на заднем плане разрушенный вулкан Дзензур

Фото В. А. Подтабачного. У подножия вулканов обширные вулканогенно-пролювиальные равнины (Р_{впр}) и морены II фазы верхнелейстоценового оледенения (М)

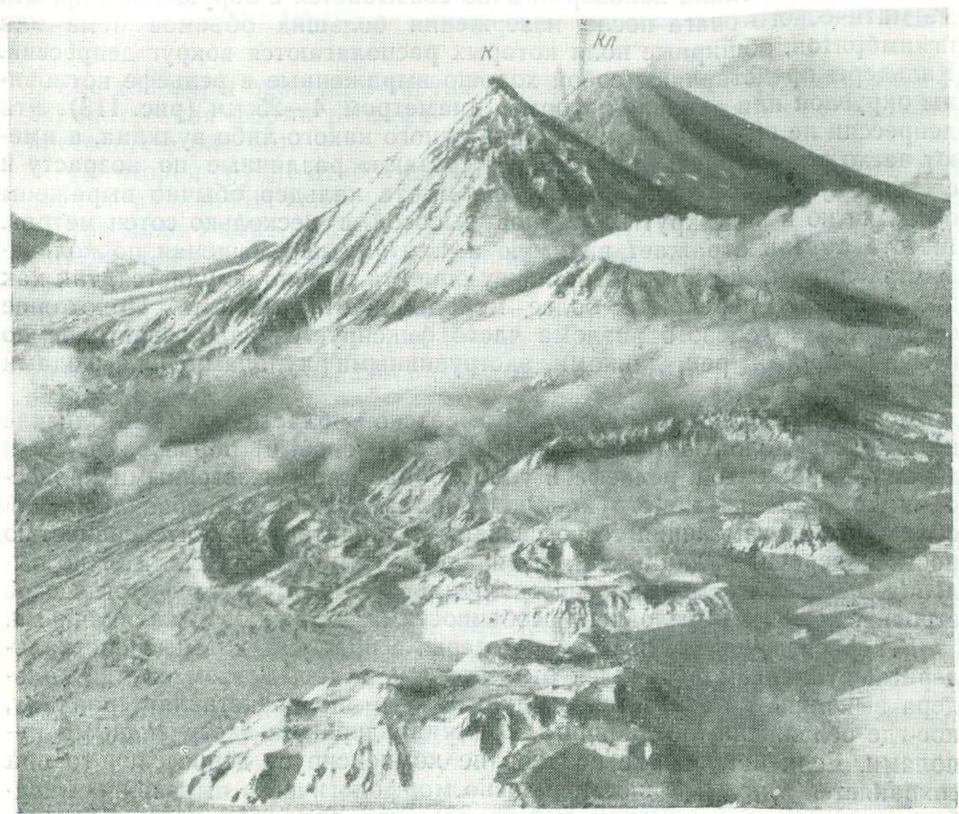


Рис. 112. Экструзивные купола массива Плотина (Ключевская группа вулканов)

На заднем плане вулканы Камень (К), Ключевской (Кл.), Безымянный (Б). Фото И. Т. Кирсанова

пающего магматического вещества, не могущего компенсировать убыль материала, удаляемого экзогенными агентами.

Увеличение размеров и высоты вулканов не продолжается беспрерывно. На Камчатке максимальная относительная высота стратовулканов не превышает 3—3,5 км, а диаметр 12—15 км. По достижении вулканом предельной высоты резко увеличивается количество эксцентрических извержений, в результате чего, несмотря на значительную активность, высота вулкана практически не увеличивается.

Образование положительных форм рельефа отражает главную сторону рельефообразующей деятельности вулканизма. Однако вулканические проявления обуславливают также возникновение широко распространенных отрицательных форм, одни из которых непосредственно связаны с вулканическими явлениями (эксплозивные кратеры, маары, воронки взрыва), другие бывают результатом взаимодействия парагенетически обусловленных процессов вулканизма и тектоники (вулканотектонические депрессии). Среди вулканотектонических депрессий наилучшим образом выражены морфологически в виде крупных отрицательных форм рельефа структуры, называемые кальдерами обрушения: кальдеры гавайского типа и кальдеры типа Кракатау. Кальдеры гавайского типа, представляющие собой провальные формы на вершинах вулканов, связанные с оттоком в стороны магматических масс, встречаются на Камчатке крайне редко. Кальдеры типа Кракатау, напротив, распространены очень широко и во многом определяют облик вулканического рельефа восточной вулканической зоны и Южной Камчатки. Возникновение таких кальдер обычно связывается с обрушением кровли магматического очага после извержения больших объемов пемз или игнимбритов, обширные поля которых располагаются вокруг депрессий. Кальдеры представляют собой хорошо выраженные в рельефе котловины округлой или овальной формы диаметром 4—25 км (рис. 113). Эти депрессии не приурочены к вершине одного какого-либо вулкана, а имеют четко наложенный характер и «срезают» различные по возрасту и составу вулканические образования. Борты кальдер обычно выражены очень четко в виде крутых уступов высотой в несколько сотен метров. Высота бортов отражает видимую амплитуду перемещения по кольцевым разломам; истинную амплитуду оценить обычно не удается, так как дно кальдеры перекрыто более молодыми отложениями. Положение собственно кольцевого разлома часто фиксируется заложившимися по нему долинами рек, дайками, экструзивными куполами и выходами термальных вод.

Большинство кальдер Курило-Камчатской области — весьма близкие по возрасту молодые (средне-верхнеплейстоценовые) образования. Они хорошо выражены в рельефе и слабо обработаны экзогенными процессами. Тем не менее эти структуры сильно изменили свой первоначальный облик, но эти изменения тесно связаны с характером и интенсивностью посткальдерного вулканизма, развивающегося в депрессиях. Можно выделить нескольких морфологических типов кальдер, геоморфологическое строение которых обусловлено особенностями последующего вулканизма.

К первой группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм проявился относительно слабо. В этом случае кальдера выполняется озерными осадками, а ее дно представляет равнину, кое-где осложненную единичными посткальдерными экструзивными куполами. Если накопление осадков не компенсирует депрессию, то она сохраняется в рельефе как прекрасно морфологически выраженная глубокая котловина (примером может служить западная часть Узонско-Гейзерной кальдеры на Восточной Камчатке, см. рис. 46, 47). Если же накопление озерных осадков происходит достаточно быстро, а лавовые потоки экструзивных куполов, растекающиеся по поверхности этих равнин, имеют большую мощность, то может произойти почти полное запол-



Рис. 113. Голоценовая кальдера Карымского вулкана. В центре правильный конус действующего вулкана Карымского

На заднем плане расчлененная поверхность голоценовых пирокластических пемзовых покровов (ПП), связанных с образованием кальдеры

нение кальдеры вровень с бортами и она перестает существовать как отрицательная форма рельефа (восточная часть Узонско-Гейзерной депрессии, см. рис. 46).

Ко второй группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм получил достаточно интенсивное развитие. В этом случае можно выделить два широко распространенных морфологических типа кальдер в зависимости от специфики посткальдерного вулканизма: 1) кальдеры, в которых последующая вулканическая деятельность выразилась в образовании одного или нескольких слившихся стратовулканов, располагающихся либо в центре кальдеры, либо в ее окраинной части (см. рис. 45, 113); дно кальдеры является местом накопления продуктов деятельности этих вулканов и представляет собой аккумулятивную равнину; примеры кальдер такого типа — кальдеры Крашенинникова, Горелого, Опалы, Карымского и др.; 2) кальдеры, в пределах которых вулканическая деятельность выразилась в образовании целой группы относительно небольших вулканических сооружений, представленных стратовулканами или экструзиями (см. рис. 46). В этом случае на месте равнинного дна кальдеры возникает горный вулканический рельеф, причем вулканические аппараты захватывают почти все пространство котловины. Кальдера при этом еще продолжает существовать как морфологически выраженный отрицательный элемент рельефа, но значительная часть ее бортов может перекрываться вулканическими продуктами; примером такого типа кальдер может быть кальдера Большого Семячика на Восточной Камчатке.

Вулканические ландшафты

Рассмотренные выше вулканические формы встречаются в закономерных сочетаниях, образуя характерные вулканические ландшафты. Особенности этих ландшафтов определяются, с одной стороны, типом вулканизма и, с другой — характером тектонических движений (в дан-

ном случае не рассматриваются ландшафты, возникшие в результате трансформации вулканического рельефа под действием экзогенных процессов).

Среди вулканических ландшафтов, изученных на примере Камчатки, можно выделить две крупные группы: ландшафты, связанные с развитием основного вулканизма (проявления центрального и площадного типа в разных тектонических условиях), и ландшафты, связанные с региональными проявлениями кислого вулканизма. Ниже приводится описание основных типов ландшафтов (рис. 114).

Отдельные стратовулканы или группы вулканов, расположенные в областях прогиба. Примерами таких ландшафтов являются Ключевская и Авачинская группы вулканов, Кроноцкая сопка и др. Здесь хорошо выражены два яруса рельефа с четким разделением на область сноса и область аккумуляции: верхний ярус — конусы вулканов, нижний — область равнин их подножий. Вулканические постройки обычно представлены стратовулканами, которые осложнены расположенными на их склонах латеральными экструзиями, побочными шлаковыми или лавовыми конусами. Подножия вулканов служат ареной аккумуляции вулканогенного и вулканогенно-осадочного материала и представляют собой равнины различного генезиса. Главную роль в рельефе подножий играют пролювиальные и флювиогляциальные равнины и обширные участки с холмисто-западинным ледниковым рельефом. Лавовые равнины могут занимать сравнительно большие площади, однако часто они связаны не столько с деятельностью самих крупных вулканов, сколько с полями региональных зон ареального вулканизма в этих группах или фокальными шлаковыми конусами. Небольшие участки занимают равнины пирокластических потоков и направленных взрывов, тяготеющие к долинам рек. Закономерности строения рельефа и отложений таких районов детально описаны авторами в специальной работе (Мелекесцев и др., 1970).

Отдельные вулканы или вулканические группы, расположенные на поднятиях. Вулканические ландшафты этого типа пользуются на Камчатке сравнительно небольшим распространением. В этих районах вулканические образования насажены на поднятые и расчлененные вулканические плато периферических частей грабен-синклиналей или располагаются в пределах горстовых поднятий обрамления грабен-синклиналей на дочетвертичных дислоцированных породах. Вулканические формы представлены стратовулканами (вулканы Вилучик, Бакенинг и др.), которые местами, сливаясь, образуют короткие вулканические хребты (Гамченский ряд вулканов), а также шлаковыми и лавовыми конусами и экструзиями. Сами вулканические постройки по рельефу не отличаются от описанных для предыдущего ландшафта. Отличия сказываются в строении областей подножий: здесь они служат местом аккумуляции только вулканогенного материала, поставляемого во время извержений. Вулканогенно-осадочный материал выносятся за пределы этих приподнятых участков, с чем связано почти полное отсутствие равнин, сложенных вулканогенно-осадочными отложениями.

Ландшафт участков массовых базальтовых излияний. Рельеф этих участков создан вулканической аккумуляцией в процессе интенсивных базальтовых излияний (северная часть Срединного хребта Камчатки, зоны ареального вулканизма Южной Камчатки и др.). Характерные особенности рельефа обусловлены сочетанием участков обширных лавовых равнин с насаженными на них многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами, связанными с вулканизмом ареального или трещинного типа, и участков развития слившихся между собой пологосклонных щитовых вулканов. Наблюдается хорошо выраженное ярусное строение рельефа: верхний ярус образован щитовыми

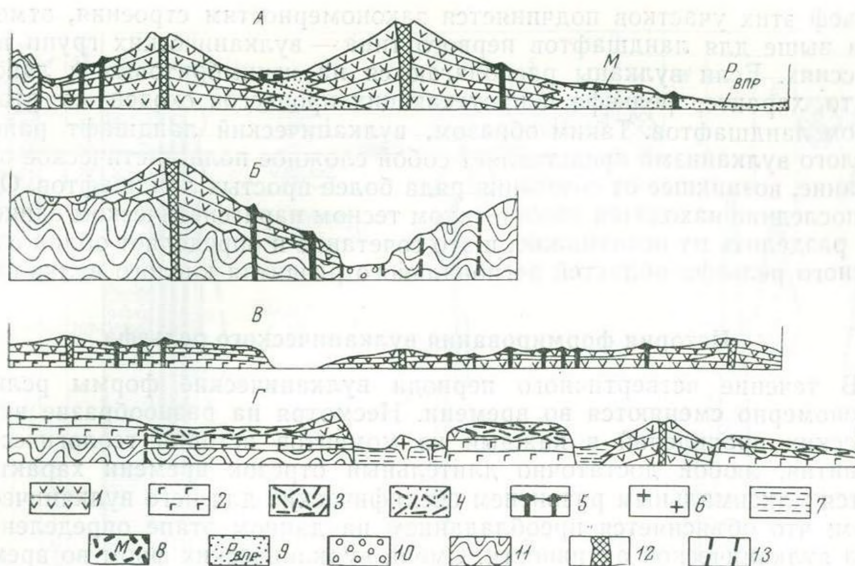


Рис. 114. Типы вулканических ландшафтов

1 — вулканические породы базальт-андезитового состава; 2 — «платобазальты»; 3 — игнимбриги; 4 — пемзы и агломераты; 5 — шлаковые и лавовые конуса и их подводящие каналы; 6 — экструзивные купола; 7 — кальдерноозерные отложения; 8 — комплекс ледниковых отложений; 9 — вулканогенно-пролювиальные отложения; 10 — аллювиальные отложения; 11 — породы фундамента; 12 — подводящие каналы многоактных вулканов; 13 — разломы

вулканами, небольшими шлаковыми и лавовыми конусами, нижний — лавовыми равнинами подножий щитовых вулканов и ареальных излияний.

Ландшафт участков регионального развития кислого вулканизма. Типичный пример таких ландшафтов представляет участок Восточной вулканической зоны от Кроноцкого вулкана на севере до Жупановского на юге и значительная часть территории Южной Камчатки. На этих участках грабен-синклиналей формируется наиболее сложный тип вулканического ландшафта, представляющий собой сочетание разнообразных как положительных, так и отрицательных форм рельефа. Нигде выравнивающая роль вулканизма не сказывается так сильно, как в этих районах. В процессе регионального кислого вулканизма почти не создается крупных положительных форм рельефа, за исключением небольших экструзий заключительной фазы. Возникающие при эксплозивных извержениях пирокластические потоки распространяются на все большие расстояния от центров излияния, заполняют все понижения предшествующего рельефа и перекрывают прилегающие водоразделы. В итоге создаются обширные пемзовые и игнимбритовые равнины, которые затем, по мере эрозионного расчленения, превращаются в плато. Пирокластические равнины и плато играют в этом типе ландшафта ведущую роль, лишь местами между ними сохраняются небольшие участки более древних лавовых равнин или плато, не залитых пирокластическими потоками, или, напротив, появляются участки лавовых равнин, связанных с более молодыми излияниями. Однообразие равнинного ландшафта нарушается наличием крупных кальдер и стратовулканов, располагающихся либо в этих кальдерах, либо на поверхности плато. Кальдеры обычно образуются на месте бывших центров извержения пирокластического материала. Отдельные вулканические сооружения, поднимающиеся над поверхностью равнин и плато, являются либо остатками в разной степени разрушенных стратовулканов предшествующего этапа, либо молодыми сооружениями, возникшими уже после образования кальдер. Если стратовулкан располагается в кальдере, то

рельеф этих участков подчиняется закономерностям строения, отмеченным выше для ландшафтов первого типа — вулканических групп в депрессиях. Если вулканы располагаются на игнимбритовых и лавовых плато, характер рельефа и протекающих процессов сходен со вторым типом ландшафтов. Таким образом, вулканический ландшафт районов кислого вулканизма представляет собой сложное полигенетическое образование, возникшее от сочетания ряда более простых ландшафтов. Однако последние находятся здесь в таком тесном парагенетическом единстве, что разделить их невозможно, и это сочетание и определяет облик современного рельефа областей регионального развития кислого вулканизма.

История формирования вулканического рельефа

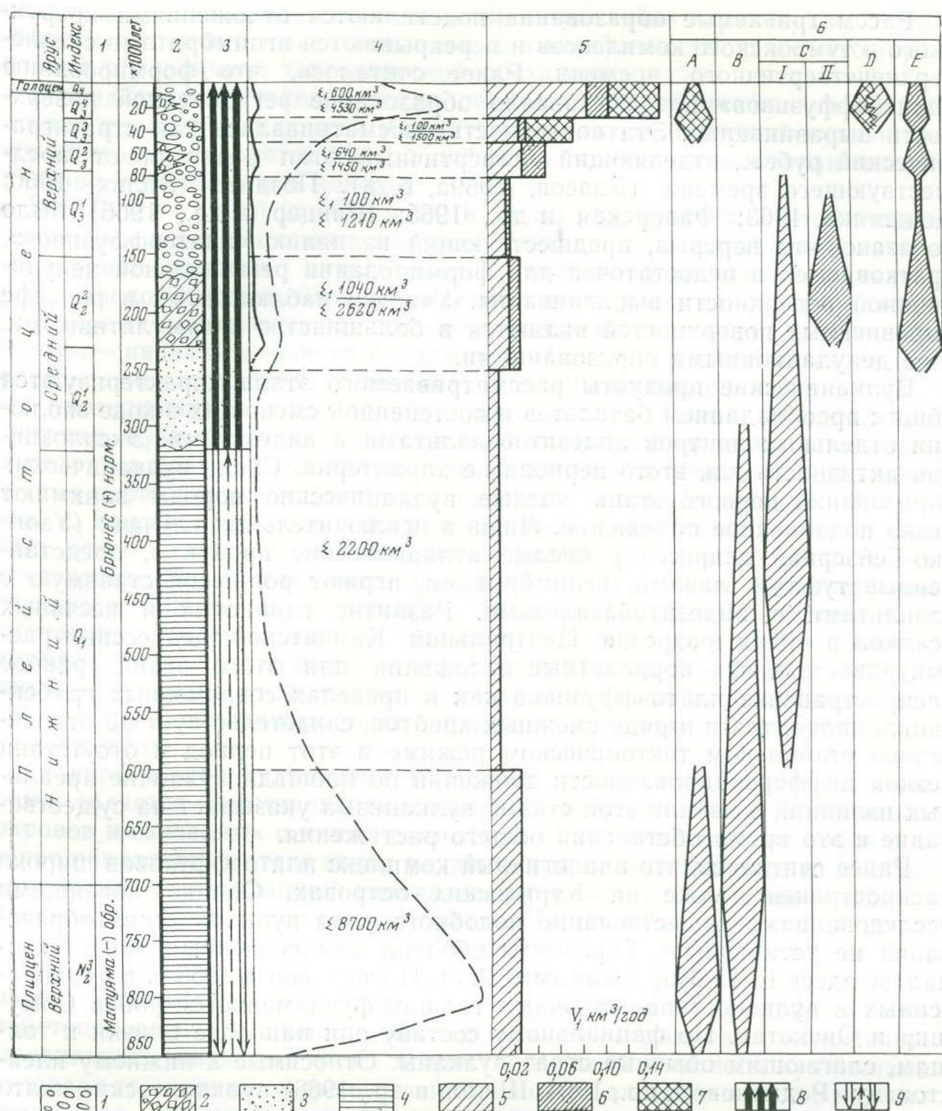
В течение четвертичного периода вулканические формы рельефа закономерно сменяются во времени. Несмотря на разнообразие вулканических проявлений в каждый из моментов истории геологического развития, любой достаточно длительный отрезок времени характеризуется максимальным развитием специфических для него вулканических форм, что объясняется преобладанием на данном этапе определенного типа вулканической активности. Смена вулканических форм во времени и пространстве обусловлена закономерностями развития вулканизма и соответственно последовательностью вулканических процессов. Можно прямо говорить, что направленно-циклическая смена вулканических форм во времени отражает направленно-циклическое развитие вулканизма.

В третьей части настоящей работы была рассмотрена история развития вулканического рельефа для отдельных морфоструктур Камчатки и Курильских островов. Однако для получения наглядной картины развития вулканического рельефа во времени необходимо снова вернуться к этому вопросу и обобщить материалы по Курило-Камчатской зоне в целом.

В современном рельефе выражены вулканические образования, сформировавшиеся начиная с конца плиоцена — начала плейстоцена, т. е. со времени возникновения так называемого комплекса «лав плато», в котором фиксируются породы с обратной намагниченностью. Таким образом, можно полагать, что возраст современных вулканических форм не превышает 0,7—0,9 млн. лет. Подстилающие этот комплекс вулканотерригенные отложения представляют собой мощные толщи, в пределах которых вулканические постройки и центры извержений реконструируются в процессе детальных палеовулканологических и структурно-фациальных исследований. Время формирования этих толщ отвечало длительности всего четвертичного периода.

Начальные этапы формирования вулканического рельефа на Камчатке характеризуются образованием базальтовых и базальт-андезитовых вулканов (рис. 115). С этой стадией связано возникновение комплекса «платоэффузивов» Камчатки и крупных базальтовых и базальт-андезитовых щитовых и щитообразных вулканов (Шмидта, Большая и Малая Кетепана, Большая Ипелька и др.), в настоящее время сильно разрушенных.

Комплекс «платоэффузивов» представлен фрагментами базальтовых и андезитобазальтовых плато, которые включают генетически разнообразные образования: с одной стороны, это остатки поднятых и расчлененных лавовых равнин, связанных с проявлениями ареального вулканизма, с другой — сохранившиеся от разрушения нижние части склонов крупных щитовых вулканов. Несмотря на то что их привершинные части щитовых вулканов сильно разрушены эрозионными и гляциальными процессами, в нижней части их построек до настоящего времени сохранились значительные участки первичных вулканических



Рассматриваемые образования подстилаются отложениями крерукского и тумрокского комплексов и перекрываются игнимбритами средне-верхнечетвертичного времени. Ранее считалось, что формированию «платоэффузивов» предшествовало образование региональной поверхности выравнивания. Эта поверхность рассматривалась как стратиграфический рубеж, отделяющий четвертичный этап развития от предшествующего времени (Власов, 1959а, б, в). Позднее (Эрлих, 1960; Кожемяка, 1963; Фаворская и др., 1965; Шанцер и др., 1966) было показано, что перерыв, предшествующий излиянию «платоэффузивов», кратковремен и недостаточен для формирования региональной денудационной поверхности выравнивания. Участки наблюдаемых в рельефе выровненных поверхностей являются в большинстве аккумулятивными, а не денудационными образованиями.

Вулканические продукты рассматриваемого этапа характеризуются общим преобладанием базальтов и постепенной сменой их в ходе эволюции отдельных центров андезитобазальтами и андезитами. Эксплозивная активность для этого периода не характерна. Среди вулканических образований первого этапа кислые вулканические породы занимают резко подчиненное положение. Лишь в исключительных случаях (Узонско-Гейзерная депрессия) кислые вулканические продукты, представленные туфами, лавами, игнимбритами, играют роль, сопоставимую с базальтами и андезитобазальтами. Развитие глинистых и песчаных осадков в низах разрезов Центральной Камчатской депрессии, рассматриваемых как коррелятные отложения для этого этапа, равно распространение платоэффузивов как в пределах современных грабен-синклиналей, так и в ряде смежных хребтов, свидетельствует об относительно стабильном тектоническом режиме в этот период и отсутствии резкой дифференцированности движений по площади. Наличие ареальных излияний в начале этой стадии вулканизма указывает на существование в это время обстановки общего растяжения.

Ранее считалось, что аналогичный комплекс платоэффузивов широко распространен также на Курильских островах. Однако новейшими исследованиями существование подобного рода вулканических образований не установлено. Горизонты обратного намагниченных лав наблюдались здесь Е. К. Мархониным и Г. Л. Поспеловой в 1953 г. в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах фундамента островов Симушир и Онекотан. По фациальному составу они наиболее близки к толщам, слагающим обычные стратовулканы. Относимые к нижнему плейстоцену (Родионова и др., 1964; Шилов и др., 1966) вулканические плато на о. Парамушир более молодые, так как их породы перекрывают 200—220-метровую морскую террасу, которая, по данным диатомового анализа, имеет верхнеплейстоценовый возраст. Единственным районом Курильской островной дуги, где можно ожидать развитие базальт-андезитового вулканизма этого возраста, является Южно-Охотская глубоко-водная впадина, к которой приурочена так называемая тыловая, западная, зона четвертичных вулканов. Эта зона связана с системой протяженных тектонических нарушений на границе глубоководной впадины и подножия западного склона внутреннего хребта Курильской дуги. Большинство находящихся здесь вулканов располагается в настоящее время ниже уровня моря; над водой поднимаются лишь самые высокие вулканические сооружения. Возраст надводных частей вулканов не древнее верхнего плейстоцена. Однако не исключено, что под водой скрыты и более древние постройки, в том числе и нижнеплейстоценовые.

На Командорских островах к рассматриваемой эпохе относятся, по-видимому, толщи базальт-андезитобазальтовых лав и пирокластики северной части о. Беринга.

Средне-верхнечетвертичное время характеризуется завершением базальт-андезитового вулканизма первого этапа и мощной вспышкой

кислого вулканизма. При этом отмечается различие характера и интенсивности вулканизма различных зон и специфичность форм его проявления в различной тектонической обстановке.

В среднем плейстоцене, после периода ослабления вулканической активности, единый для всей Камчатки базальт-андезитовый вулканизм первой стадии сменяется резкой дифференциацией типа вулканической активности в различных зонах.

На Восточной и Южной Камчатке вулканизм этой стадии развивается в двух основных формах. Здесь продолжают формироваться существенно лавовые базальтовые и андезитобазальтовые вулканы, прямо продолжающие базальт-андезитовый вулканизм первой стадии. В это время образуются существенно лавовые вулканы, датируемые средним — началом верхнего плейстоцена. Среди них выделяется группа более древних существенно лавовых стратовулканов, сильно разрушенных эрозионными и гляциальными процессами (Унана, Жупановские Востряки, Зубчатая и др.) и группа более молодых вулканов, которые, несмотря на воздействие эрозии и оледенения, сохранили значительные участки первичных вулканических склонов (Узон, Березовый, Толмачева, г. Вершинская и др.). К проявлениям базальтового вулканизма этого этапа относятся и небольшие лавовые вулканы, развитые в окрестностях Толмачева Дола на Южной Камчатке, в бассейнах рек Сторожа и Чажмы на Восточной Камчатке и в других местах. Они отмечаются в районах, где на предыдущем этапе имело место широкое проявление ареального вулканизма. Площади развития базальт-андезитового вулканизма этой стадии сравнительно с начальным периодом четвертичного вулканизма резко сокращены, объем извергнутых продуктов невелик.

Главной чертой вулканизма Восточной и Южной Камчатки в это время является формирование обширных игнимбритовых и пемзовых покровов и связанных с ними крупнейших кальдер обрушения. Вулканические образования этого этапа разделяются на две возрастные группы. Первая связана с вспышкой эксплозивного вулканизма в конце среднего плейстоцена. В это время образовались Больше-Семячинская, Карымско-Малосемячинская, Узонско-Гейзерная, Паужетская вулкано-тектонические депрессии и связанные с ними обширные покровы платоигнимбритов. Игнимбриты перекрываются моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения; они древнее межледниковых отложений, выполняющих кальдеры этого возраста. Вспышка кислого вулканизма совпадает по времени со среднеплейстоценовым оледенением, что хорошо согласуется с данными о составе донных осадков северо-западной части Тихого океана, где одновозрастные данному оледенению горизонты содержат многочисленные пепловые прослои (Романкевич и др., 1966).

Вторая возрастная группа вулканических образований связана со вспышкой кислого вулканизма, совпавшей по времени с верхнеплейстоценовым оледенением. В это время возникли кальдеры Крашенинникова, Малого Семячика, Карымского озера, Ксудаца, Горелого, Опалы, молодая кальдера Узонско-Гейзерной депрессии и связанные с ними пемзовые и игнимбритовые покровы. Возраст этих образований определяется по переслаиванию игнимбритовых горизонтов с моренами двух стадий верхнеплейстоценового оледенения, данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов из межигнимбритовых прослоев, сопоставлению с мощными пепловыми горизонтами из датированных фауной верхнеплейстоценовых покровных отложений Центрально-Камчатской депрессии и донных осадков прилегающих к Камчатке морей. Абсолютный возраст одного из наиболее молодых игнимбритовых покровов этого комплекса в районе пос. Жупаново равен $17\,100 \pm 800$ лет.

Массовым выбросом кислой пирокластики в грабен-синклиналях соответствует формирование существенно лавовых андезитодацитовых

стратовулканов в поднятых и стабилизированных блоках. Образование некоторых из этих вулканов сопровождалось широким проявлением вулканизма ареального типа и возникновением обширных андезитовых покровов у их подножий (Таунищ). Многочисленные дацит-липаритовые экструзивные купола ареального типа образуются в Южно-Быстринском хребте (район Паратунки и Больших Банных ключей) и в Восточном хребте. Среди этих вулканических форм также можно выделить две возрастные группы: более древние ($Q_2-Q_3^1$) сильно и среднеразрушенные вулканические постройки с прекрасно выраженными ледниковыми формами обеих стадий верхнеплейстоценового оледенения (Ааг, Арик, Дзензур) и более молодые сооружения, сформированные во второй половине верхнего плейстоцена (Таунищ, Кихпинич и др.).

В вулканической зоне Срединного хребта данная стадия вулканизма носит редуцированный характер. В основном она характеризуется образованием небольших вершинных взрывных кальдер и кислых экструзивных куполов, завершающих развитие ранее сформировавшихся щитовых базальт-андезитовых вулканов. Крупные центры кислого вулканизма (Хангар, Ичинский, Уксичан) формируются лишь в южной части вулканической зоны Срединного хребта. Имеются также указания на развитие игнимбритовых полей этой стадии на самом северном ее окончании. В Козыревском и Быстринском хребтах, по данным С. Е. Апрелькова, отмечаются многочисленные дацит-липаритовые экструзивные куполы.

В Центральной Камчатской депрессии рассматриваемая стадия вулканизма характеризуется формированием существенно лавовых стратовулканов (Горный Зуб и др.) и мелких лавовых вулканов (район г. Николки), а также начавшимися в это время мощными ареальными излияниями так называемых «мегаплагиофировых» лав, имеющих преимущественно андезитобазальтовый и андезитовый состав. «Мегаплагиофировые» лавы образовали обширное плато, располагавшееся на территории современной Ключевской группы вулканов и западного склона хр. Кумроч. Наиболее крупными фрагментами этого плато является Удинский и Хапичинский доли. Проявления типичного кислого вулканизма для этого района не характерны.

На Курильских островах вулканы и лавовые покровы, образовавшиеся в среднем плейстоцене, являются древнейшими из выраженных в рельефе вулканических форм (рис. 116—117). Таковы андезитовые и андезитобазальтовые существенно лавовые стратовулканы и лавовые покровы на о-вах Кунашир, Итуруп, Уруп, Парамушир и других — они моложе 200—220- и 300—320-метровой морской террас, имеющей предположительно средне- и верхнеплейстоценовый (Q_3^1) возраст. Проявления кислого вулканизма относятся на Курильских островах к середине верхнего плейстоцена (синхронны верхнеплейстоценовой вспышке кислого вулканизма на Камчатке). Эксплозивный вулканизм сопровождался формированием кальдер и ассоциирующихся с ними пемзовых и игнимбритовых покровов. Перемытый пирокластический материал этого этапа входит в состав отложений 80—85-метровой морской террасы на о-вах Кунашир и Итуруп, сформировавшейся во время верхнеплейстоценового межстадиала (Q_3^3). Абсолютный возраст растительных остатков, захороненных во время накопления пирокластических отложений, извергнутых при образовании кальдер Менделеева и Головинна, около 40 тыс. лет. Кальдеры этого возраста достаточно хорошо выражены в рельефе, одновозрастные им пемзовые и игнимбритовые покровы сохранились в виде незначительных по площади фрагментов. К данному же периоду относится возникновение кальдер и ассоциирующихся с ними пирокластических покровов на о-вах Итуруп (Урбич, Цирк, Медвежья), Симушир (Заварицкого — древняя, Броутона), Онекотан (Немо).

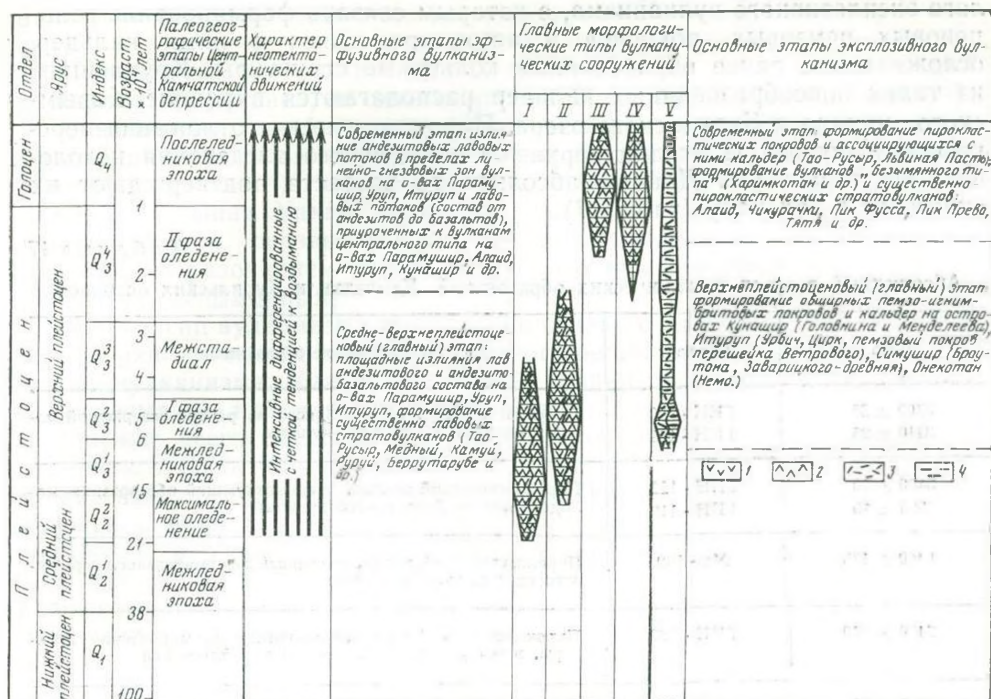


Рис. 116—117. Распределение во времени молодых вулканических форм на Курильских островах

1 — базальты и андезито-базальты, 2 — андезиты; 3 — игнимбриты; 4 — пемзы и агломераты; 5 — формы I цикла; 6 — формы II цикла, 7 — площадные лавовые излияния; 8 — существенно лавовые стратовулканы; 9 — вулканы гнездового типа; 10 — существенно пирокластические стратовулканы; 11 — формы, связанные с проявлением кислого вулканизма

На Командорских островах среднеплейстоценовый вулканизм представлен мелкими лавовыми вулканами и экструзивными куполами кислых андезитов южной части о. Медный (водопадская свита по Жегалову).

Наиболее молодой этап формирования вулканического рельефа Курило-Камчатской зоны охватывает конец верхнего плейстоцена — голоцен. В противоположность ранее существовавшему мнению об общем затухании вулканизма в этот период за последние 10—15 лет были установлены значительные его масштабы, не уступающие вулканизму предшествующих стадий. В частности, было показано широкое развитие вулканизма этого времени в Среднем хребте, установлен молодой возраст крупнейших стратовулканов Камчатки и ряда крупных пемзовых покровов.

Вулканические образования данного этапа по соотношению с ледниковыми формами могут быть разделены на ряд возрастных групп: 1) сформировавшиеся во второй половине плейстоцена до II стадии верхнеплейстоценового оледенения ($Q_3^2 - Q_3^4$); 2) сформированные в конце верхнего плейстоцена — голоцене ($Q_3^1 - Q_4$); 3) голоценовые (Q_4). Для данной стадии характерно наибольшее разнообразие форм проявления вулканизма и состава его продуктов. Связано это с параллельным развитием двух типов вулканического процесса.

На Камчатке первый тип связан с продолжением развития центров кислого вулканизма, сформировавшихся в ходе предыдущей, средневерхнеплейстоценовой стадии развития вулканизма. Формы активности этих центров достаточно разнообразны. Продолжается проявление кис-

лого эксплозивного вулканизма, с которым связано формирование голоценовых пемзовых покровов и ассоциирующихся с ними кальдер, осложняющих ранее образованные кольцевые структуры. Крупнейшие из таких новообразованных кальдер располагаются в районе Карымского вулкана и Курильского озера. Пирокластические отложения перекрывают морены II стадии верхнеплейстоценового оледенения и голоценовые торфяники. Данные абсолютного возраста подтверждают их отнесение к голоцену (табл. 17).

Т а б л и ц а 17

Абсолютный возраст вулканических образований Камчатки и Курильских островов

Дата	Образец	Вулканические образования
3300 ± 35 3110 ± 25	ГИН - 120 ГИН - 121	Пирокластический покров одного из ранних извержений молодого конуса Авачинского вулкана
5480 ± 70 5555 ± 45	ГИН - 122 ГИН - 119	Пирокластический покров, предшествующий образованию молодого конуса Авачинского вулкана
6460 ± 135	Мо - 169	Пирокластический поток, связанный с формированием вершинного кратера вулкана Хангар
7450 ± 200	ГИН - 320	Пирокластический покров, связанный с формированием кальдеры, в которой располагается вулкан Крымский
8000 ± 30 8340 ± 40	ГИН - 207 ГИН - 211	Пирокластические покровы района Курильского озера на Южной Камчатке
17 100 ± 800	ГИН - 321	Один из молодых игнимбритовых покровов в районе пос. Жупаново (Восточная вулканическая зона Камчатки)
7500 ± 80	КСМ - 438.-III	Кальдера и пирокластический покров вулкана Тао-Русыр и нижняя возрастная граница вулкана Пик Криницина (о. Онекотан)
7950 ± 70 8230 ± 90 9280 ± 60 9340 ± 70	КСМ - 439 КСМ - 440 КСМ - 442-II КСМ - 442-I	Тефра завершающей стадии извержений вулкана Тао-Русыр (о. Онекотан)
9400 ± 60	ГИН - 325Г	Кальдера и пирокластический покров вулкана Львиная Пасть (о. Итуруп)
39 300 ± 600 40 200 ± 750	ГИН-124 ^а ГИН-124 ^б	Вулканогенно-осадочные отложения, непосредственно предшествующие образованию кальдеры и пирокластического покрова Менделеева (о. Кунашир)
38 800 ± 800 41 300 ± 1000	ГИН-581 ГИН-436	Торф из-под пирокластического покрова, связанного с образованием кальдеры Головинина (о. Кунашир)

К этому этапу относятся проявления посткальдерного вулканизма в пределах ранее образованных средне-верхнечетвертичных вулканотектонических депрессий (кальдер обрушения). Состав и формы проявления посткальдерного вулканизма разнообразны. В одних случаях посткальдерная фаза вулканизма проявляется только в форме кислых экструзивных куполов (Узонско-Гейзерная депрессия и др.), местами сочетающихся с формированием крупных, тоже кислых стратовулканов (Хангар, Карымский). В других случаях посткальдерные проявления представлены одними базальтовыми стратовулканами (Крашенинникова, Горелый, Малый Семейчик). Иногда отмечается образование в кальдерах вулканических групп, сочетающих обе формы проявления вулканической активности. В пределах таких групп развита пол-

ная серия пород от базальтов до липаритов (Большой Семячик, Ичинская).

Продолжает развиваться и ряд возникших на предыдущей стадии андезитовых вулканов, не связанных с кальдерами (Тауншиц, Шивелуч). В конце верхнего плейстоцена — голоcene в центральной части Ключевской группы вулканов образуются новые центры кислого (андезитового-андезитодацитового) вулканизма — вулканы Безымянный, Овальная Зими́на, Большая Удина, экструзивные купола группы Плотина. Ряд стратовулканов, связанных с развитием кислого вулканизма, был осложнен образованием крупных эксплозивных вершинных кратеров (Тауншиц, Безымянный).

Второй тип вулканизма этой стадии связан с массовым поступлением на поверхность новых порций глубинного вещества и развитием базальтового вулканизма. Как и на первой стадии развития четвертичного вулканизма, он проявляется в ряде форм.

Прежде всего следует отметить широкое проявление трещинного и ареального вулканизма. Среди созданных им вулканических форм можно выделить две возрастные группы. Первая включает шлаковые и лавовые конусы и мелкие щитовые вулканы со следами ледниковой обработки, в разной степени разрушенные эрозионными процессами. Лавовые равнины перекрываются моренами II стадии верхнеплейстоценового оледенения. Начало ареального вулканизма падает, видимо, на межстадиал, а наибольшая его интенсивность — на конец верхнего плейстоцена — начало голоцена. Ко второй группе относятся совсем свежие вулканические формы, не обработанные ледниками и почти не затронутые эрозионными процессами.

Другая форма проявления базальтового и базальт-андезитового вулканизма — крупные вулканические сооружения. Отмечаются существенные различия их типов в разных вулканических зонах. На Восточной Камчатке они представлены преимущественно стратовулканами (Ключевская сопка, Камень, Кроноцкий, Вилючик и др.), а в Срединном хребте — крупными щитовыми вулканами, такими, как Кебелей, Леутонгей и др. В ходе развития ряда таких вулканов отмечается смена базальтов — андезитобазальтами и андезитами, а на последних этапах — взрывы с выбросами кислого пирокластического материала и внедрение андезитовых (дацитовых) экструзивных куполов.

На Курильских островах во второй половине верхнего плейстоцена-голоцена формируются крупные существенно пирокластические стратовулканы (Тятя, Медвежий, Пик Прево, Алаид, Пик Фусса и др.), а также большинство почти незатронутых эрозией мелких лавовых вулканов, шлаковых и лавовых конусов на о-вах Парамушир, Уруп, Итуруп и др.

Достаточно мощная вспышка кислого вулканизма наблюдается на Курильских островах в первой половине голоцена. К этому времени относится образование крупных пирокластических покровов и кальдер Львиная Пасть и Тао-Русыр (см. табл. 17). Параллельно образуются многочисленные андезитовые и андезитодацитовые экструзивные купола на ряде крупных стратовулканов и в кальдерах.

На Командорских островах проявления верхнеплейстоцено-голоценового вулканизма отсутствуют.

* * *

Рассмотрение истории формирования вулканического рельефа позволяет отметить две ее существенные особенности, связанные с изменением характера вулканического процесса во времени и в пространстве: 1) направленно-циклическую смену форм во времени и 2) существенные отличия в характере вулканизма и создаваемых им форм в разных структурных зонах.

Последовательная смена вулканических форм рельефа (см. рис. 116, 117) и вулканических ландшафтов во времени является отражением направленно-циклического развития четвертичного вулканизма, укладываемого в рамки двух крупных циклов. В течение первого (ранний — первая половина среднего плейстоцена) наблюдается переход от огромных щитообразных вулканов и форм, связанных с массовым проявлением ареального вулканизма, к возникновению существенно лавовых стратовулканов (середина цикла) и образованию обширных пирокластических равнин и кальдер на завершающих этапах цикла. Второй (незавершенный) цикл начинается 50—60 тыс. лет назад и характеризуется возникновением и широким развитием базальт-андезитовых стратовулканов, типичных для современного рельефа полуострова, а также формированием шлаковых и лавовых конусов, мелких щитовых вулканов и обширных лавовых равнин.

Направленность развития хорошо отражается в закономерной смене типов вулканических построек — от щитовых вулканов через существенно лавовые к существенно пирокластическим. Четкие направленные изменения наблюдаются в характере вулканических форм и отложений, связанных с проявлениями кислого вулканизма. Отмечается постепенное уменьшение размеров кольцевых вулcano-тектонических депрессий, сокращение общей площади ассоциирующихся с ними пирокластических покровов, повышение роли пемзовых покровов за счет игнимбритовых. Характерно уменьшение степени спекания пирокластического материала как в целом по мере омоложения во времени покровов, так и в ходе развития какой-либо одной отдельно взятой структуры.

При общем направленном развитии обращает внимание как бы возвращение к начальным этапам на последних стадиях четвертичной истории, — выразившееся в новом массовом поступлении базальтовой магмы. Однако это возвращение происходит уже с качественными изменениями — при аналогии ареальных излияний базальтовые щитовые вулканы начального этапа заменяются здесь базальтовыми стратовулканами.

Помимо направленно-циклического изменения вулканических форм и продуктов извержений можно говорить также о закономерной смене и вулканических ландшафтов во времени. Так, для Восточной и Южной Камчатки на начальных этапах плейстоцена преобладали ландшафты, связанные с мощным развитием базальтовых излияний и возникновением положительных вулканических форм и обширных лавовых равнин. На следующей стадии в процессе проявления кислого вулканизма происходит как бы частичная инверсия рельефа — на месте вулканических групп и массивов образуются крупные отрицательные формы — вулcano-тектонические депрессии. Ландшафт этого времени характеризовался сочетанием этих депрессий с окружающими их пирокластическими равнинами, отложения которых погребли и изменили предшествующий рельеф. Последующий этап развития вулканизма с новым поступлением базальтов приводит, с одной стороны, к осложнению ландшафта кислого вулканизма вновь возникшими положительными формами рельефа — крупными стратовулканами и, с другой — к развитию ландшафтов, повторяющих начальные стадии ареального базальтового вулканизма.

Не менее четко обрисовываются и различия в проявлении вулканизма, выраженные в специфике его в отдельных вулканических зонах. Особенно четко видны различия в характере и масштабах проявления вулканизма между Камчаткой, с одной стороны, и нормальными островными дугами — с другой. На Камчатке отмечается проявление двух циклов вулканизма. На островных же дугах нормального типа (Курилы, Командоры) фиксируется только один цикл. Так, на Командорских островах развитие вулканизма идет от базальт-андезитобазальтовых

излияний верхнеплиоцен-раннеплейстоценового этапа к внедрению экстррузивных куполов и образованию мелких лавовых андезитовых вулканов, условно относимых к среднему плейстоцену. Проявления вулканизма верхнего плейстоцена-голоцена, параллелизирующихся со вторым циклом, здесь отсутствуют. На Курилах, напротив, резко сокращены по масштабам проявления вулканизма первого цикла.

Наблюдается различие в характере проявления вулканизма и в различных зонах Камчатки. Прежде всего надо отметить редуцированность фазы кислого вулканизма в зоне Срединного хребта. В то время как на Восточной и Южной Камчатке происходят массовые выбросы кислой пирокластики, здесь дело ограничивается образованием трех центров кислого вулканизма на юге зоны, возникновением небольших эксплозивных кальдер и внедрением кислых экстррузивных куполов. Не менее четко проявляется специфика вулканизма Срединного хребта в верхнем плейстоцене — голоцене, т. е. в ходе проявления второго вулканического цикла. В отличие от Восточной зоны, крупные существенно пирокластические стратовулканы здесь редки, преобладает ареальный базальтовый вулканизм и щитовые базальтовые вулканы исландского типа. Еще ярче проявляется специфика вулканизма Центральной Камчатской депрессии. В период, соответствующий мощным выбросам кислой пирокластики на Восточной и Южной Камчатке, здесь происходят массовые излияния мегаплагиофировых лав, в основном соответствующих по составу андезитобазальтам, андезитам.

Не менее четко различаются и масштабы проявления вулканизма на Камчатке и островных дугах нормального типа. Это хорошо видно, в частности, на примере различий в масштабах проявления кислого вулканизма. Так, если на Камчатке средний размер кальдер равен 8—12 км, а крупнейшие вулкано-тектонические депрессии достигают десятков километров в диаметре, то на островных дугах нормального типа средний диаметр кальдер 2—4 км, а крупнейшие из них достигают 8—12 км. Меняется и уровень кислотности, характерный для вулканических продуктов, образуемых при извержениях, связанных с центрами кислого вулканизма. Так, на островных дугах нормального типа содержание SiO_2 в игнимбритах и породах кислых экстррузивных куполов равно 58—63% и лишь в единичных случаях превышает 65%. В то же время в пределах тектонических систем типа Камчатки содержание SiO_2 в породах этого типа в среднем составляет 65—67% и в максимуме достигает 71—72%.

Некоторые закономерности преобразования вулканического рельефа

Вулканический рельеф, созданный первичной вулканической аккумуляцией, интенсивно разрушается под воздействием экзогенных процессов. В странах гумидного климата, к каким относится Курило-Камчатская область, главным экзогенным агентом, преобразующим вулканический рельеф, является вода и в меньшей степени ледники. Особенности вулканических районов заключается в том, что для начала интенсивного эрозийного расчленения не требуется тектонического поднятия территории. Эффект вулканической аккумуляции можно сравнить с подъемом участков земной поверхности в результате локальных тектонических движений. Возникновение горного вулканического рельефа сразу вызывает интенсивную эрозию водотоков, которые стремятся вернуться к прежнему положению, нарушенному вулканической аккумуляцией. Поэтому положительные вулканические формы начинают интенсивно разрушаться практически сразу же после их создания.

Проведенные исследования по изучению возраста четвертичных вулканов Камчатки (Мелекесцев и др., 1970, 1971) позволили ориенти-

ровочно оценить длительность разрушения вулканических форм рельефа. Быстрее других разрушаются равнины пирокластических потоков, сложенные слабо уплотненным пирокластическим материалом. Длительность их существования измеряется сотнями и тысячами лет, в зависимости от мощности отложений и площади равнин. Наиболее долгоживущими формами являются крупные щитовые и щитообразные вулканы, а также обширные лавовые равнины, которые могут существовать около 1 млн. лет. Прочие вулканические формы по продолжительности жизни занимают промежуточное положение: шлаковые конусы — от нескольких тысяч до 10—15 тыс. лет, крупные стратовулканы — десятки и сотни тысяч лет.

Основываясь на значительной разнице (в десятки и сотни раз) в скорости разрушения различных форм, можно сделать два очень важных вывода, которые необходимо учитывать при палеогеографических построениях. Первый вывод заключается в том, что число выраженных в рельефе вулканических образований практически на любом этапе геологического развития вулканических районов меньше общего количества созданных здесь форм. Второй вывод основан на принципе избирательного разрушения вулканических сооружений. Его суть состоит в том, что в отличие от современной эпохи качественный состав выраженных в рельефе вулканических образований, относящихся к более древним этапам геологического развития исследуемых районов, значительно обеднен, так как от размыва сохранились лишь формы, наиболее стойкие по отношению к разрушению. Естественно, что чем древнее этап, тем эта обедненность больше.

Закономерности преобразования вулканического рельефа под влиянием экзогенных процессов рассматривались рядом исследователей (Davis, 1912; Щукин, 1964; Святловский, 1954, 1956, и др.). Однако эти авторы анализировали пути развития вулканического рельефа, беря для этого отдельные частные случаи, часто не самые типичные. Так, Дэвис рассмотрел разрушение вулканического сооружения и окружающей его лавовой равнины на поднятом пенеплене и пришел к выводу, что вулканизм можно рассматривать просто как случайное явление, которое лишь нарушило ход нормального эрозионного цикла и удлинило его. А. Е. Святловский анализировал случай возникновения вулкана в кальдере и трансформацию этой структуры на фоне общего поднятия. Подобный анализ имеет безусловный интерес, но не дает представления о путях преобразования вулканического рельефа в более общем виде. Лишь изучение четвертичного вулканического рельефа Камчатки в целом позволяет отметить некоторые общие особенности преобразования вулканического рельефа.

Четко разграничиваются районы двух типов, преобразование рельефа которых принципиально различно: области, где вулканическая деятельность замирает и которые затем вовлекаются в поднятие, и области, остающиеся прогибами, в пределах которых преобразование рельефа экзогенными процессами идет на фоне продолжающегося вулканизма.

Если вулканическая деятельность в пределах вулканической области замирает, последняя становится ареной широкого проявления экзогенных сил. Эффект их воздействия резко возрастает, если при этом область вовлекается в поднятие. В этом случае характер трансформации вулканического рельефа в принципе совпадает со схемой Дэвиса. Облик формирующегося денудационного рельефа зависит от скорости и амплитуды поднятия. При относительно слабом поднятии образуется рельеф столовых гор. Вулканические равнины любого генезиса (лавовые равнины подножий щитовых вулканов и ареальных излияний, пемзовые и игнимбритовые равнины) преобразуются в вулканические плато, расчлененные узкими каньонообразными долинами рек. Единая вначале поверхность вулканического плато по мере расчленения распадается

на отдельные платообразные останцы. Крупные пологосклонные щитовые вулканы, созданные на Камчатке в раннем плейстоцене, в процессе эрозионного расчленения также превращаются в разобщенные лавовые останцы плато, которые лишь своим расположением и уклонами поверхности свидетельствуют о существовании в прошлом на этом месте вулканов центрального типа (Огородов, Кожемяка, 1972). Небольшие шлаковые и лавовые конусы быстро разрушаются эрозионно-денудационными процессами и выступают в виде небольших возвышенностей — руин прежних вулканических аппаратов. Примерами областей широкого развития вулканических столовых гор, бронированных нижнечетвертичными лавами, являются на Камчатке северная часть Срединного хребта, а также окраинные части вулканических районов Южной и Восточной Камчатки.

Потухшие вулканические аппараты, такие, как щитовые и щитообразные вулканы, существенно лавовые и существенно пирокластические стратовулканы, разрушаются под воздействием денудационных процессов с разной скоростью, в зависимости от роли в их строении прочных эффузивов пород. Однако в процессе трансформации они проходят определенные стадии, каждой из которых соответствуют свои морфологические особенности. Действующие вулканы представляют собой правильные конусы, не расчлененные эрозией или гляциальными процессами. Примерами таких вулканов могут являться Карымский, Ключевская и Авачинская сопки — молодой конус (рис. 69, 113). После того как вулкан резко ослабляет или прекращает свою деятельность, он начинает расчленяться глубокими барранкосами (примерами этой стадии могут служить вулканы Корякский, Кроноцкий). Облик вулкана меняется еще сильнее, если он подвергается ледниковой обработке. Вначале ледниковые формы представлены небольшими и немногочисленными цирками, образовавшимися в верховьях эрозионных промоин. Вулканические аппараты сохраняют на этой стадии значительные участки своих первичных вулканических склонов (вулканы группы Большого Семейчика, Вершинский, Иульт и др.). На следующей стадии вулканические аппараты представляют собой уже сильно разрушенные сооружения, у которых первичные склоны сохранились только в нижней части постройки, на месте большей части конуса сформировался резко расчлененный рельеф с прекрасно выраженными карами и трогами, между которыми располагаются острые водораздельные гребни (стадия вулканов Ааг, Арик, Горный Зуб, Тумрок и др., рис. 118). Такие последовательные стадии разрушения служат на Камчатке одним из оснований для разделения вулканических сооружений по возрасту (Мелекесцев и др., 1971).

Районы отмершего вулканизма, испытавшие поднятие, выступая как области разрушения вулканического рельефа, бывают в то же время областями размыва вулканических пород. Вулканогенно-осадочный материал выносится за пределы вулканического района и откладывается в прилегающих прогибах. Если поднятие, в которое вовлекается вулканическая область, интенсивное, то стадия существования рельефа столовых гор и разрушающихся вулканических аппаратов, сохраняющих все же свой морфологический облик, является весьма кратковременной. Очень быстро на месте вулканической горной страны совместным действием интенсивно протекающих эрозионных и гляциальных процессов создается резко расчлененный альпийский рельеф, практически ничем не отличающийся от такового на более древних дислоцированных отложениях в соседних районах. Только присутствие молодых вулканических пород свидетельствует о существовании здесь вулканической области в недалеком прошлом. Таков, например, хр. Тумрок. Если поднятие продолжается достаточно долго и территория сохраняется как устойчивая область сноса, то может произойти полное



Рис. 118. Ледниково-эрозионный рельеф на месте разрушенной центральной части нижнеплейстоценового вулкана Шмидта

Фото С. И. Федоренко

удаление вулканогенных отложений. В этом случае исчезает не только вулканический рельеф, но и слагающие его породы, пережившие его на некоторое время.

На участках продолжающегося вулканизма, которые обычно остаются областями прогибания, важную роль в преобразовании рельефа наряду с экзогенными силами играют и сами вулканические процессы. Характер процессов, преобразующих рельеф, и получаемый результат несколько отличаются в группах стратовулканов центрального типа и в районах площадного развития базальтового и кислого вулканизма.

В крупной вулканической группе, расположенной в области прогибания, вулканы интенсивно начинают разрушаться экзогенными процессами сразу же после их образования. Обычно вулканическая группа включает сооружения разной активности и возраста и соответственно разного морфологического облика. Потухшие вулканы этих групп проходят последовательно стадии разрушения, описанные выше, причем теоретическим пределом их трансформации является сравнение высот эрозируемых построек с уровнем заполняемой области вторичной аккумуляции их подножий. На активных вулканах результат воздействия экзогенных сил полностью сводится на нет периодически повторяющимися извержениями, в процессе которых вулкан восстанавливает свою первоначальную форму. В целом экзогенные силы стремятся сnivelировать вулканические постройки и уменьшить контрастность рельефа в пределах района, в то время как продолжающийся вулканизм восстанавливает первоначальные соотношения. В этой борьбе противоположных сил и происходит формирование и преобразование вулканического рельефа до тех пор, пока вулканическая деятельность не замрет. Подножия вулканов являются областью накопления материала, поступающего от их разрушения, и формирования мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений. Таким же образом развивается рельеф вулканических сооружений, расположенных в крупных кальдерах до того времени, пока не произойдет компенсации последних вулканогенным и вулканогенно-осадочным материалом.

Для районов площадного развития кислого или основного вулканизма характерно быстрое выполнение прогибов вулканическими про-

дуктами на всей их площади. Возникший горный или плоскогорный рельеф подвергается интенсивному эрозионному расчленению, являющемуся реакцией на перекомпенсацию. Лавовые и игнимбритовые равнины трансформируются в вулканические плато, расчлененные узкими долинами рек. Поверхность лавовых плато обычно достаточно ровная, первичные неровности рельефа лавовых потоков сглажены денудацией, а стойкие эффузивные породы не способствуют дробному расчленению. Напротив, поверхности игнимбритовых плато, сложенные относительно слабоспекшимися разностями, подвергаются интенсивному эрозионному расчленению мелкими водотоками, часто с образованием рельефа типа бедленд. Отдельные вулканические аппараты и вулканические группы, расположенные на поверхности плато, проходят последовательные стадии разрушения, изменяясь от правильных конусов до массивов с эрозионно-денудационным или эрозионно-ледниковым рельефом. Продукты размыва, в отличие от рассмотренных выше вулканических групп в депрессиях, по узким долинам рек выносятся в основном за границы области, лишь местами аккумулируясь в кальдерах, расположенных в ее пределах. Однако продолжающаяся вулканическая деятельность во многом сводит на нет эффект воздействия экзогенных процессов. Мощные пирокластические потоки, распространяясь на большие площади, снова выполняют все неровности поверхности, погребая предшествующий рельеф и создавая новые вулканогенные аккумулятивные равнины. Под пирокластическими отложениями этих потоков могут захороняться обширные участки вулканических плато, эффузивные купола и мелкие лавовые конусы, части более крупных конусов стратовулканов и другие вулканические формы. Лавы вновь возникающих вулканов и ареальных излияний, заливая значительные площади уже трансформированных участков предшествующего рельефа, также погребают их и выводят из сферы дальнейшего расчленения. При этом эндогенные факторы выравнивания достигают результата значительно быстрее, чем экзогенные силы. Образование крупных кальдер приводит к почти мгновенному в геологическом смысле уничтожению существовавших на их месте форм и возникновению крупных депрессий, на формирование которых экзогенным процессам потребовались бы многие десятки тысяч лет. Таким образом, рельеф быстрее меняет свой облик не столько под воздействием экзогенных процессов, которые только успевают моделировать его, сколько под действием продолжающихся вулканических проявлений.

Если в приподнятых районах отмершего вулканизма денудационные процессы одновременно с разрушением вулканических форм удаляют и вулканические отложения, то в рассматриваемом случае поступление вулканического материала не только компенсирует, но часто и превышает объем продуктов, удаляемых денудацией. В итоге в этих районах на фоне общего прогибания формируются мощные вулканогенные толщи. Эти толщи как бы запечатлевают в себе множество исчезнувших комплексов рельефа, в той или иной мере трансформированных экзогенными процессами и затем погребенных вулканическими продуктами. Так, например, крерукский и тумрокский вулканогенные комплексы Камчатки, сформированные за достаточно длительный отрезок времени (по крайней мере, за верхний плиоцен — ранний антропоген), создались не в результате разрушения одного какого-либо вулканического ландшафта, а отражают совокупность сменявших друг друга вулканических ландшафтов, которые видоизменялись и погребались в результате совместного действия экзогенных сил и вулканических процессов.

В ходе формирования вулканических толщ могут погребаться и совсем свежие вулканические формы (конусы, купола), которые в дальнейшем при размыве этих отложений вторично препарируются, давая

совершенно свежие формы рельефа, казалось бы, необычные для районов развития древних толщ.

Таким образом, преобразование вулканического рельефа отличается в областях отмершего вулканизма, вовлеченных в поднятие, и в областях продолжающегося вулканизма, которые обычно остаются прогибами. В первом случае происходит разрушение вулканического рельефа и уничтожение слагающих его отложений под действием экзогенных процессов, во втором — преобразование вулканических форм (частичное разрушение и погребение) совместным действием экзогенных процессов и вулканизма с накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

ФЛЮВИАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В связи с тем что Курило-Камчатская область целиком располагается сейчас и располагалась ранее в гумидной зоне, флювиальная деятельность, несомненно, была здесь на протяжении новейшего периода ведущим экзогенным рельефообразующим фактором. Обилие осадков (в настоящее время до 1200—1400 мм в пределах относительно пониженных участков и более 2000—3000 мм в верхних частях гор) и быстрый рост высоты территории во второй половине четвертичного периода за счет совместного действия тектонических поднятий и вулканической аккумуляции привели к формированию густой сети глубоко врезаемых долин постоянных и временных водотоков и возникновению на больших площадях резко расчлененного горного рельефа.

Характерными особенностями флювиальной деятельности являются: 1) тесная связь гидросети с тектоникой и вулканизмом, 2) большое разнообразие флювиальных процессов и созданных ими форм рельефа и 3) неоднократные и быстрые изменения относительной роли флювиальной деятельности и составляющих ее компонентов в преобразовании земной поверхности на протяжении новейшего периода.

На тесную связь гидросети и тектоники региона указывает прежде всего приуроченность долин крупнейших водных артерий Камчатки к депрессиям и грабенам (реки Камчатка, Быстрая, Авача, Паратунка и др.), а также к границам различных морфоструктур (реки Жупанова, Большая Хапица и др.). Долина р. Жупановой располагается, в частности, по границе, отделяющей горстовое поднятие Валагинского хребта от грабен-синклинали Центральной Камчатской депрессии. Что касается долин мелких рек и ручьев, то они по большей части заложены по разрывным нарушениям, наличие которых установлено как геологическими, так и геоморфологическими методами. В ряде случаев удается также наблюдать связь с современными нарушениями и самых мелких эрозионных форм — оврагов и промоин (водораздел рек Камчатки и Козыревки в Центрально-Камчатской депрессии, грабены рек Левой и Правой Шапины и др.).

Многие долины рек и ручьев приурочены к вулcano-тектоническим нарушениям, особенно тем, которые ограничивают вулcano-тектонические депрессии и кальдеры (реки Озерная, Паужетка, Шумная, Гейзерная и др.) или разбивают вулканические плато (долины в пределах Удинского и Хапичинского долов в районе Ключевской группы вулканов, плато междуречья Средней и Левой Авачи и др.).

Тектоническим фактором объясняется прежде всего и образование на Камчатке наземных дельт, обычно не характерных для гумидных областей. Как показано О. А. Брайцевой (Брайцева и др., 1968), наземные дельты тяготеют здесь к межгорным депрессиям, где реки аккумулируют принесенный ими обломочный материал. Причем для формирования наземных дельт совершенно недостаточно существование системы «горы — равнина». Прекрасным примером этого является, в частности, Западно-

Камчатская равнина. Несмотря на наличие ярко выраженной системы «горы (Срединный хребет) — равнины (Западно-Камчатская низменность)», наземные дельты здесь не возникли. Характерными флювиальными формами являются обычные речные долины с серией аккумулятивных и цокольных аллювиальных террас высотой до 40—60 м. Это объясняется медленными восходящими тектоническими движениями, которые испытывала Западно-Камчатская равнина на протяжении второй половины четвертичного периода. Необходимое условие возникновения наземных дельт — опускание прилегающих к горам участков депрессии. Если же ранее прогибавшаяся депрессия или отдельные ее части начинают испытывать поднятие, хотя и более медленное, чем окружающие горные хребты, образование наземных дельт прекращается. Сформированные к началу поднятий наземные дельты пререзаются узкими речными долинами. Именно с этим моментом и связан факт миграции наземных дельт, вершины которых в случае втягивания в поднятие прилегающих к горам участков депрессии смещаются по направлению от гор (западное подножье хр. Валагинского).

Не менее важное влияние на характер флювиальной деятельности региона оказал и вулканизм. Причем это влияние было весьма разносторонним, так как оно затронуло флювиальную деятельность не только как рельефообразующий, но и как породообразующий фактор. Наличие вулканов обусловило появление характерной для вулканических областей радиальной гидросети, с вулканизмом были связаны частые перестройки гидросети, наконец, вулканическая деятельность способствовала образованию специфического типа отложений — вулканогенно-пролювиальных толщ. Отличительной чертой гидросети вулканических районов является ее молодость: большинство имеющихся здесь долин постоянных и временных водотоков возникло в четвертичное время. Характер флювиальной деятельности и тип отложений в значительной мере определяется типом, стадией формирования, степенью разрушенности и размерами вулканических построек.

Для всех действующих вулканов большею частью свойственны так называемые сухие реки, вода в которых бывает лишь весной и в начале лета, когда происходит интенсивное таяние снега. В остальное же время года вследствие большей проницаемости пород подножий вулканов, низкого положения уровня грунтовых вод и эпизодичности питания русла таких рек практически лишены воды. «Сухими реками» и лахарами (бурные грязевые потоки, возникающие в результате катастрофического таяния снега и льда во время вулканических извержений) образованы основные массы аккумулятивных равнин подножий вулканов.

Подножья активно формирующихся вулканов окружены поясом вулканогенно-пролювиальных равнин. Как уже отмечалось (Мелекесцев и др., 1970), в термин «вулканогенно-пролювиальный» вкладывается представление о вулканическом происхождении слагающего равнины обломочного материала и формирование этих равнин временными водотоками. Отличительной особенностью отложений вулканогенно-пролювиальных равнин является наличие в них вулканогенного материала, изверженного в период образования равнин. Наиболее характерны вулканогенно-пролювиальные равнины (рис. 119) для существенно пирокластических стратовулканов Камчатки и Курильских островов (вулканы Ключевской, Кроноцкий, Авачинский, Тятя и др.). Развитые здесь равнины имеют значительные (до 9—10°) уклоны непосредственно у подножья вулканов и постепенно выполаживаются (до 5—1°) к периферии. Ширина пояса вулканогенно-пролювиальных равнин может достигать 20—25 км (см. рис. 63). Механизм образования такого рода равнин и их отложений рассмотрены в более ранней работе (Мелекесцев и др., 1970), поэтому на этих вопросах нет необходимости еще раз подробно останавливаться. Важно отметить только, что формирование вулкано-



Рис. 119. Вулканогенно-пролювиальная равнина подножия Ключевской сопки, прорезанная V-образными долинами «сухих рек»

генно-пролювиальных равнин и аккумуляция слагающего их обломочного материала протекает весьма интенсивно. Несмотря на громадную площадь, занимаемую этими равнинами, и большую мощность отложений (видимая мощность более 80—100 м), все они возникли не ранее голоцена.

Подножья слабо разрушенных, недавно потухших или малоактивных вулканов, не несущие оледенения вследствие сравнительно небольших абсолютных высот, обычно окружены поясом типичных пролювиальных равнин (вулканы Большая и Малая Удина, Вилучик и др.). Отложения, формирующие пролювиальные равнины, выносятся временными водотоками, которые действуют только в теплое время года и питаются за счет таяния снежников и атмосферных осадков. В связи с тем что размыту подвергаются уже в достаточной мере уплотненные породы, интенсивность эрозионных процессов здесь слабее, чем на активно действующих вулканах, и соответственно меньше объем выносимых осадков, в том числе алевритовых и пелитовых. Поэтому мутность водных потоков на потухших вулканах значительно меньше, чем на действующих, меньше ширина (до 10—12 км) пояса пролювиальных равнин. Последние состоят из слившихся между собой конусов выноса, вершины которых располагаются в устьях барранкосов. Поверхность конусов ровная, хотя и расчлененная множеством узких ложбин стока, и наклонная (3—10°). Конусы в верхней части и средней частях сложены валунно-галечным материалом, по периферии — песчано-галечным материалом.

Наконец, еще более древние ($N_2^3-Q_1$) и крупные щитовые и щитообразные вулканы рассечены радиальными глубоко врезанными долинами постоянных водотоков — мелких рек и ручьев, которые по своему строению и уклонам практически уже не отличаются от аналогичных форм невулканических горных районов. Подобные долины отмечаются, например, на вулканах Большой Ипелька, Николка, Большой Кетепана и др. Наличие постоянных водотоков объясняется здесь тем, что при врезании их русла уже достигли уровня грунтовых вод.

Не прекращавшийся на протяжении всего новейшего периода вулканизм служил причиной перестройки гидросети вулканических районов. Причем подобная перестройка наблюдалась как на участках преимущественно кислого эксплозивного вулканизма, так и в местах мощных базальтовых излияний.

В районах мощного кислого вулканизма интенсивная перестройка гидросети падает главным образом на время пароксизмальных выбросов пирокластического материала, который полностью выполнял долины временных и постоянных водотоков, а также покрывал разделявшие их междуречья. После ослабления или прекращения массовых выбросов пирокластики лишь самые крупные реки вырабатывали свои долины на прежнем месте. Долины же мелких рек и ручьев часто закладывались резко несогласно по отношению к своему местоположению. Особо сильная перестройка гидросети наблюдалась при образовании крупных кальдер и вулкано-тектонических депрессий, когда в результате обрушения обширных участков земной поверхности на месте гор возникали отрицательные формы рельефа. В этих случаях происходило полное уничтожение существовавших на месте депрессий долин рек и ручьев, а вновь возникшие формы приспособлялись к очертаниям вулканотектонических структур.

Еще более грандиозная перестройка гидросети имела место во время массовых базальтовых излияний конца верхнего плиоцена — начала нижнего плейстоцена, когда мощные толщи лав перекрыли территорию площадью в несколько десятков тыс. км², практически уничтожив на этой территории все существовавшие к тому времени долины. Аналогичная картина наблюдалась и в период последнего верхнеплейстоцен-голоценового этапа базальтового вулканизма.

В отдельных случаях значительная перестройка гидросети была связана и с ростом центральных вулканов. Наиболее ярким примером такого рода является образование крупнейшего на Камчатке Кроноцкого озера на месте р. Пра-Лиственничной и ее притоков. Распространением продуктов вулканической аккумуляции обусловлены и очертания долины р. Камчатки, огибающей по периферии Ключевскую группу вулканов. В настоящее время долина р. Камчатки оттесняется здесь все дальше и дальше в направлении к подножью Срединного хребта конусами выноса сухих рек, начинающихся в пределах Ключевской группы вулканов. Отдельные долины или их участки были уничтожены в результате мощных направленных взрывов (нижнее течение р. Авачи и др.).

Итогом частых перестроек гидросети явилась исключительно большая молодость флювиальных форм вулканических районов. Как правило, большинство имеющихся долин сформировалось во второй половине четвертичного периода. Что касается долин мелких водотоков, то они возникли не позже конца верхнего плейстоцена. Лишь отдельные участки наиболее крупных долин имеют относительно древний — плиоцен-нижнеплейстоценовый возраст. Именно молодостью флювиальных форм объясняется прежде всего невыработанность продольного профиля большинства рек и ручьев вулканических районов.

Как уже отмечалось в предыдущих разделах работы, на протяжении новейшего периода развития рельефа в пределах рассматриваемого региона неоднократно менялись тектоническая обстановка, характер вул-

канизма и палеогеографические условия. В связи с этим испытывала существенные изменения и флювиальная деятельность: уменьшалась или увеличивалась ее роль как рельефообразующего фактора в целом, менялось соотношение составляющих ее отдельных компонентов и т. д.

В самом начале новейшего периода, в эпоху высокого стояния суши, когда климатические условия были близки к современным, можно предполагать, что характер флювиальной деятельности и ее рельефообразующая роль были сходны с теми, которые наблюдаются в настоящее время. В какой-то мере подтверждением этому может быть большое сходство комплекса отложений подножий верхнеплиоценовых вулканов хр. Тумрок с аналогичными образованиями действующих вулканов Ключевской и Авачинской групп (по данным Краевой). К сожалению, достоверные верхнеплиоценовые аллювиальные отложения в пределах Курило-Камчатской области и Командорских островов пока не обнаружены, а следовательно, сделанный выше вывод носит предположительный характер.

На протяжении нижнего плейстоцена рассматриваемая территория испытала значительное опускание, в результате чего площадь и высота суши здесь резко сократились. Соответственно на Камчатке уменьшилась длина рек, продольные профили рек стали более пологими, ослабла эрозионная деятельность водотоков. Это хорошо видно из того, что нижнеплейстоценовые отложения Центрально-Камчатской депрессии представляли значительно более тонкими, чем теперь, осадками — толщами «синих глин» и аллювиальных косослоистых песков. Ослабление эрозии поверхности Камчатки отчасти объясняется, вероятно, тем, что обширные участки были залиты стойкими по отношению к размыву формировавшимися в это время мощными лавовыми толщами. Сколько-нибудь крупные участки суши на территории современных Курильских и Командорских островов отсутствовали. Поэтому там флювиальная деятельность не играла заметной роли в формировании рельефа. Можно предполагать также, что повсеместно наибольшим распространением пользовались постоянные водотоки, а временные водотоки были развиты незначительно, поскольку существенно пирокластические стратовулканы, для которых эти формы главным образом и характерны, в нижнем плейстоцене не образовались. Малосвойственны были, по-видимому, для нижнего плейстоцена и флювиогляциальные потоки и связанные с ними формы рельефа, так как, несмотря на отчетливое похолодание в это время, оледенение не достигало на Камчатке значительного масштаба, а на Курилах и Командорах оно вообще отсутствовало.

В среднем плейстоцене в связи с началом тектонического поднятия и ростом общей высоты суши за счет вулканической аккумуляции эрозионная деятельность вновь активизировалась. На протяжении среднего и верхнего плейстоцена нормальный ход развития гидросети неоднократно нарушался в связи с появлением ледников. Во время мощных среднеплейстоценового и двухфазного верхнеплейстоценового оледенений (см. рис. 100, 101) значительная часть территории Камчатки покрывалась ледниками, которые выполняли верховья и средние части большинства долин. Нижние же части долин интенсивно преобразовались бурными флювиогляциальными потоками. Таким образом, в пределах Камчатки обычная аллювиальная деятельность во время ледниковых эпох по существу прекращалась. Аналогичная картина имела место на Командорах и островах северной части Курильской гряды, где ледники I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения также покрывали большую площадь.

В начале ледниковых эпох в связи с общим понижением уровня Мирового океана и преобладающим тектоническим поднятием территории Курило-Камчатской области происходило интенсивное углубление долин. Воздействию флювиальных процессов подвергались осушенные участки шельфа. Преобладание глубинной эрозии привело к тому, что главная масса обломочного материала уносилась за пределы суши, исключением

являлись лишь районы тектонических депрессий (Центрально-Камчатская, Авачинская, Щапинский грабен и др.), бывшие участками ярко выраженной аккумуляции флювиальных отложений.

В конце ледниковых и начале послеледниковых эпох обусловленный таянием ледников быстрый подъем уровня моря полностью компенсирует эффект тектонического поднятия и способствует повсеместной мощной аккумуляции. Процессы аккумуляции захватывали в это время не только тектонические депрессии, но и обширные прибрежные участки Камчатки, Курильских и Командорских островов. Возникшие в ледниковые эпохи отрезки долин частично вновь затапливались морем, а частично выполнялись толщами флювиогляциальных и аллювиальных отложений мощностью до 80—100 м. Подобные переуглубленные участки долин обнаружены при бурении на Курильских островах. Однако они должны быть широко распространены и в прибрежных районах Западной и Восточной Камчатки. Затопленные подводные продолжения долин крупнейших рек отчетливо прослеживаются на шельфе, по данным батиметрических измерений.

У крупных рек процесс аккумуляции, связанный с быстрым подъемом уровня моря в конце ледниковых эпох и в начале следующих за ними теплых эпох, нередко распространялся на многие десятки километров (реки Налычева, Вахиль и др.), а иногда на 100—120 км (реки Жупанова, Озерная и др.) вверх по долинам. Днища долин в это время сильно расширялись, способствуя впоследствии возникновению здесь широких террас, прослеживающихся на большие расстояния. Именно по этой причине образованные в период затрудненного стока площадки террас пользуются в современных долинах Курило-Камчатской области наибольшим развитием. Характерны следующие террасовые уровни: два комплекса террас и террасовидных равнин, созданных в конце I и II фаз верхнеплейстоценового оледенения главным образом флювиогляциального происхождения, и комплекс голоценовых аллювиальных террас. Как правило, более древние террасы в долинах рек и ручьев не сохранились.

В межледниковья и межстадиалы частичная перестройка гидросети происходила и в горных районах. После таяния ледников русла водотоков на ряде участков закладывались эпигенетически по отношению к их прежнему положению (р. Правая Авача в нижнем течении и др.). Ледниковой деятельностью были обусловлены и многочисленные перехваты. После стаивания ледников на склонах и днищах долин остались мощные толщи ледниковых отложений. Большинство долин было перегорожено комплексами конечноморенных образований, разделивших их на ряд самостоятельных участков. Выше конечных морен образовались многочисленные подпрудные озера. Исчезновение ледников активизировало обвально-осыпные процессы на склонах долин. Как и морены, крупные обвалы тоже нередко целиком перегораживали долины, приводя к возникновению выше них озер. Чаще же обвалы оттесняли русла водотоков к одному из бортов.

После каждой крупной фазы оледенения строение долин коренным образом изменялось. Менялся продольный профиль водотоков, строение днищ долин, их поперечный профиль, на участках, покрывавшихся ледниками, уничтожались или погребались сформированные до начала оледенения террасы и т. д. По сути дела формирование долин по окончании ледниковых эпох (или крупных стадий оледенений) не продолжалось, а как бы начиналось вновь. Именно ледниковой деятельностью объясняется главным образом невыработанность продольного профиля водотоков и отсутствие в современных долинах террас более древних, чем верхнеплейстоценовые.

В вулканических районах Камчатки и Курильских островов вторая половина четвертичного периода и особенно конец верхнего плейстоцена-

голоцена являются эпохами преобладающего развития «сухих рек». Это связано как с появлением большого количества построек центрального типа, в том числе гигантских существенно пирокластических стратовулканов, так и с общим увеличением коэффициента эксплозивности вулканизма, по сравнению с первой половиной четвертичного периода. «Сухие реки» были характерны для вулканических районов и в ледниковые и в межледниковые (межстадиальные) эпохи. Менялся только источник главного питания таких рек. Если в ледниковые эпохи сухие реки питались главным образом за счет таяния ледников, то в периоды между оледенениями и в послеледниковую эпоху — за счет атмосферных осадков и таяния снега. Как и во внеледниковых районах, оледенения вызывали здесь коренную перестройку существовавшей гидросети. Возможно даже, что масштаб перестройки сети «сухих рек» был даже больше, поскольку долины «сухих рек» обычно менее глубоки и хуже разработаны, чем долины рек и ручьев невулканических районов.

Таким образом, на протяжении всего новейшего периода развития рельефа флювиальные процессы находились в тесной связи со всеми остальными главными рельефообразующими факторами, климатическими условиями и тектонической обстановкой. Результаты подобного взаимодействия нашли свое отражение в строении современных долин Курило-Камчатской области и Командорских островов.

Главными особенностями долин рек и ручьев горных невулканических районов являются большая глубина (до 1000—1200 м), незначительная ширина, характерный U-образный профиль, для участков, которые подвергались мощному оледенению, и V-образный, для участков, где оледенение проявилось в небольших масштабах или вообще отсутствовало, и слабо выраженная террасированность. Меньшим развитием пользуются долины с плоскими или террасированными днищами и каньонообразные долины. Обращает внимание, что строение долин определяется прежде всего скоростью поднятий горных массивов во второй половине четвертичного периода. Каньонообразные и V-образные долины свойственны преимущественно для наиболее быстро поднимающихся участков (скорость подъема 2—5 мм/год): полуострова Кроноцкий, Камчатского мыса, хребты Валагинский, Кумроч. Долины с плоскими и террасированными днищами наблюдаются в пределах относительно медленно (скорость подъема 1—2 мм/год) поднимающихся хребтов и массивов: Малкинский свод, северная часть Срединного хребта, о. Карагинский и др. Большая глубина долин связана с преобладающим в течение плиоцен-четвертичного времени тектоническим поднятием.

Имеющиеся в долинах террасы являются локальными и, как правило, характеризуются небольшой шириной. Наиболее древние и широкие из них сложены флювиогляциальными валунно-галечными толщами и связаны с I и II фазами верхнеплейстоценового оледенения. Высота флювиогляциальных террас сильно колеблется в зависимости от скорости тектонического поднятия хребтов. Однако в каждом районе высота флювиогляциальных террас I фазы в 2—2,5 раза больше, чем II фазы. В северной части Срединного хребта их высоты равны соответственно 25—30 и 10—12 м, в районе с. Начики 34—35 и 10—15 м, в долине р. Правой Авачи 26 и 70 м и т. д. Подобные соотношения указывают, по мнению автора, на постоянство средней скорости тектонических поднятий этих участков за последние 50—60 тыс. лет. Голоценовые аккумулятивные террасы отличаются небольшой шириной и также сложены преимущественно валунно-галечным материалом, но лучше сортированным и менее глинистым, чем у флювиогляциальных террас. Террасы, сформированные до начала верхнеплейстоценового оледенения, встречаются чрезвычайно редко (долины р. Большой, в месте прорыва ею южной оконечности Малкинского свода, Шаманки и некоторых других).

Существенно иное строение имеют долины участков преобладающих

опусканий. Весьма показательным в этом отношении долины рек Камчатки и Быстрой — главных водных артерий Центральной Камчатской депрессии. Современные долины Камчатки и Быстрой занимают узкие полосы в осевых частях Камчатской и Быстринской депрессий, будучи зажатыми между краями флювиогляциальных и аллювиальных дельт боковых притоков этих рек. Характерной особенностью рассматриваемых долин является преобладание низких аккумулятивных террас преимущественно голоценового (главным образом даже позднеголоценового) возраста. Высота террас обычно не превышает 5—6 м. В долине р. Быстрой, в верхнем и среднем течении р. Камчатки аллювиальные отложения русловой фации представлены песчано-галечными толщами. Цокольные верхнеплейстоценовые террасы имеются только в среднем течении р. Камчатки, где последняя прорезает так называемое Генеральское поднятие — локальное тектоническое поднятие в пределах Центральной Камчаткой депрессии (Брайцева и др., 1968). В районе депрессии борта долины сложены рыхлыми четвертичными отложениями. Глубина долин не превышает нескольких десятков метров, лишь в отдельных случаях достигает 80—100 м (долина р. Камчатки в районе Генеральского поднятия).

Как и в горных участках, на формирование долин рек Камчатки и Быстрой значительное влияние оказали четвертичные оледенения. Так, например, во время I фазы верхнеплейстоценового оледенения вся Быстринская депрессия и почти половина Камчатской депрессии были заняты ледниками. Вся остальная часть Камчатской депрессии являлась ареной аккумуляции флювиогляциальных толщ. Поэтому во время I фазы оледенения нормальная аллювиальная деятельность в Центрально-Камчатской депрессии практически отсутствовала. Во время II фазы оледенения ледники уже не заходили столь далеко на территорию депрессии, однако на большей ее площади происходило формирование обширных наземных флювиогляциальных дельт. В связи с чем строение и местоположение долин Пра-Камчатки и Пра-Быстрой значительно отличалось от современного. Можно поэтому утверждать, что современные долины рек Камчатки и Быстрой — результат главным образом голоценового этапа развития рельефа.

Специфическим строением обладают долины постоянных и временных водотоков вулканических районов Камчатки и Курильских островов. Несмотря на обилие атмосферных осадков, постоянные водотоки свойственны здесь для участков, где вулканическая деятельность либо полностью прекратилась, либо проявляется в небольших масштабах. Это в равной мере касается и Камчатки и Курильских островов. Характерными чертами долин рек и ручьев являются V-образный и реже каньонообразный поперечный профиль, невыработанный ступенчатый продольный профиль, большая глубина и чрезвычайно слабое развитие террас. Подобное строение долин объясняется преобладающими здесь процессами глубинной эрозии, связанной с исключительно быстрым ростом местности за счет суммарного эффекта тектонических поднятий и вулканической аккумуляции. Достаточно показательны в этом отношении Курильские острова, высота которых увеличилась за верхний плейстоцен-голоцен на 800—1200 м, что дает возможность оценить среднюю скорость поднятия местности в 6,5—10 мм/год. Ступенчатый продольный профиль рек и ручьев обусловлен прежде всего тем, что русла прорезают очень неоднородные по отношению к размыву толщи вулканогенных отложений, в строении которых принимают участие мощные горизонты лав, прослой рыхлых пирокластов и вулканогенно-осадочных отложений.

На очень активных вулканах типа Ключевской сопки долины «сухих рек» начинаются в нижней части склонов вулканических конусов, а наибольшей глубины (до 80—100 м) достигают у основания последних. Ниже по течению высота склонов долин быстро уменьшается до нуля,

а днища расширяются, переходя в вулканогенно-пролювиальные конуса выноса. Близ вершин конусов выноса часто отмечаются узкие локальные террасы, сложенные грубообломочным, слабо окатанным материалом. На малоактивных и потухших вулканах типа Кроноцкой и Корякской сопки «сухие реки» выработали специфические эрозионные формы — барранкосы. Как правило, большинство барранкосов начинается в верхних частях склонов вулканов, а наибольшую глубину (до 200—300 м) они имеют в средних частях вулканических конусов. Близ основания конусов барранкосы выклиниваются. К устью каждого барранкоса приурочена вершина пролювиального конуса выноса.

Отличительной особенностью долин «сухих рек» является чрезвычайная быстрота их возникновения и преобразования. Известны случаи (р-ны вулканов Безымянного и Шивелуча), когда современные (1956 и 1964 гг.) агломератовые покровы и взрывные отложения были прорезаны руслами «сухих рек» на глубину до 40—50 м за одно лето. В настоящее время в этих отложениях выработаны глубокие долины с множеством локальных террас. В условиях Камчатки и Курильских островов даже очень крупные долины «сухих рек», по-видимому, образованы в течение сотен и первых тысяч лет. Аналогичные данные получены и для подобных форм на вулканах Японии. По данным японских исследователей, длительность образования крупных барранкосов на склонах вулкана Фудзи не превышает 1—2 тыс. лет. Значительные изменения в строении долин «сухих рек» происходили и происходят на протяжении немногих лет. Поэтому «сухие реки» — исключительно мощный фактор разрушения вулканических построек.

Громадная интенсивность эрозионных процессов на склонах вулканов предопределена главным образом тем, что в районах вулканов высота местности за счет вулканической аккумуляции растет во много раз быстрее, чем в горных хребтах, испытывающих тектоническое воздымание. Достаточно отметить, что крупнейшие существенно пирокластические вулканы Камчатки и Курильских островов, поднимающиеся сейчас над окружающей местностью на 1,5—4,5 км, выросли всего за последние 30—40 тыс. лет. Немаловажным фактором является и неоднородность материала, слагающего вулканические постройки, а также преобладание в его составе рыхлого и слабо сцементированного пирокластического материала.

Отличительной особенностью гидросети вулканических районов является то, что она в общем одновозрастна времени накопления распространённых здесь вулканогенных толщ. Поэтому большинство долин постоянных и временных водотоков имеет возраст не древнее четвертичного.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

История четвертичных оледенений прямо обусловлена эволюцией климатов в плейстоцене, поэтому эти вопросы необходимо рассматривать одновременно. Несомненна парагенетическая связь оледенений с похолоданиями климата, однако подобную связь не следует понимать слишком упрощенно: похолодание климата, являясь необходимым условием для развития оледенений, может в силу некоторых причин не сопровождаться образованием ледников. В особенности это относится к районам умеренных широт, к которым принадлежат и Курило-Камчатская область, расположенная между 44 и 60° с. ш. Возникновение ледников, масштаб и тип оледенения здесь во многом определяются геоморфологическими особенностями района, наличием и площадью участков горного рельефа. На Камчатке же, Курильских и Командорских островах общая площадь и средняя высота суши, а также абсолютные отметки горных хребтов в плейстоцене постоянно изменялись под влиянием тектонических движений, вулканизма и эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

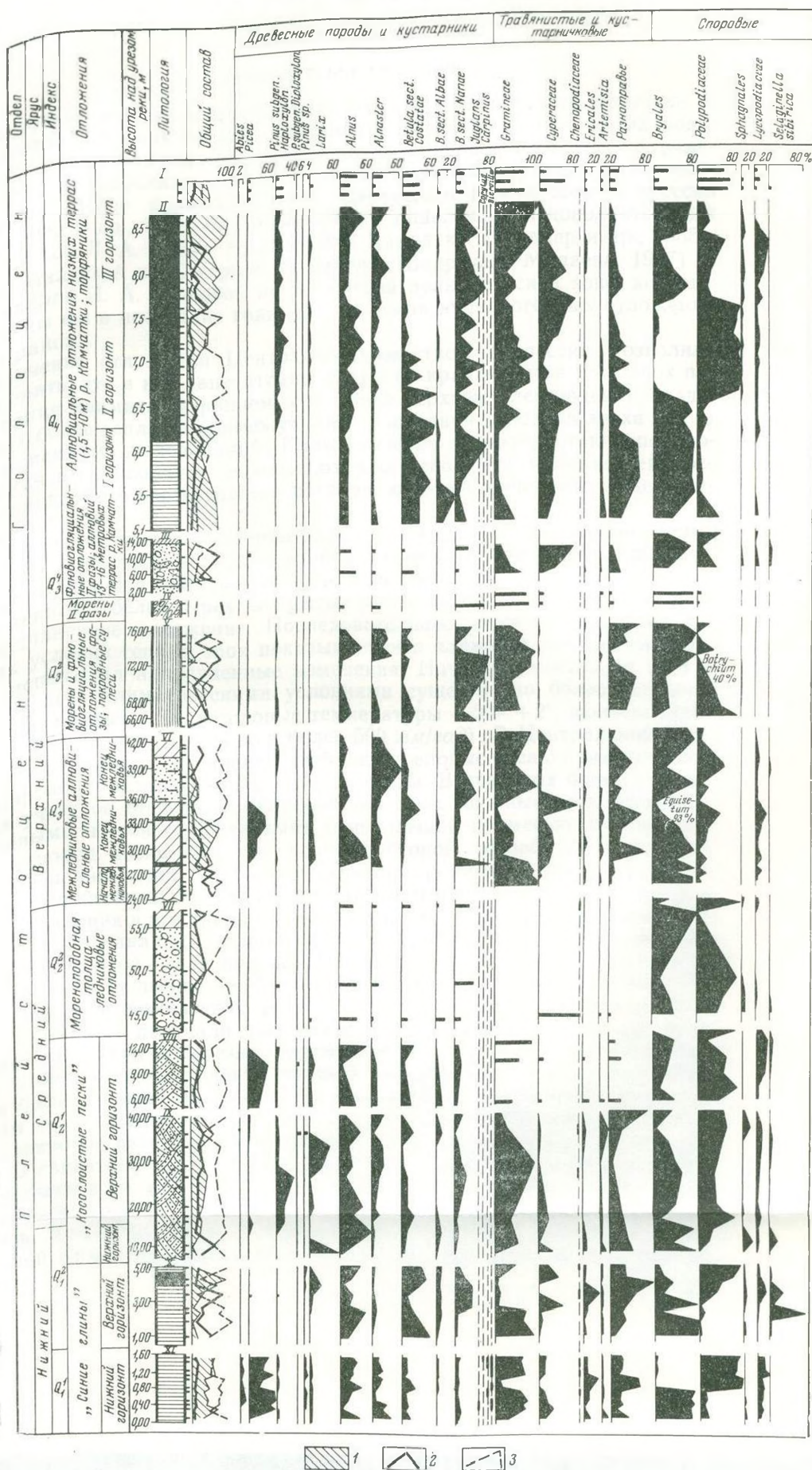


Рис. 120. Сводная спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии

1 — сумма пыльцы древесно-кустарниковых; 2 — сумма пыльцы травянистых и кустарничковых; 3 — сумма спор. Приведенные разрезы: I — современные русловые пробы р. Камчатки, II — торфяник у яра Большого, III — флювиогляциальные отложения наземной дельты в 2,5 км ниже яра Половинки, IV — морена в долине р. Пахачи, V — яр Половинка, VI — яр Крутой, VII — яр Половинка, VIII — яр Генералка, IX — яр Половинка, X — яр Длинный, XI — яр Каледеч

Поэтому в настоящем разделе и предполагается рассмотреть историю четвертичных оледенений в связи с историей климатических колебаний, изменением характера тектонических движений и вулканизма.

Климатические колебания

Основные данные о колебаниях климата в плейстоцене получены в результате изучения спорово-пыльцевых спектров и диатомовых водорослей из четвертичных отложений разных районов Камчатки, Курильских и Командорских островов. Главные выводы базируются на исследовании наиболее полного разреза Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968; Куприна, 1970) с привлечением дополнительных материалов Л. А. Скибы по Западной Камчатке (Гиптнер и др., 1965), Е. М. Малаевой по Северной Камчатке (Боярская, Малаева, 1967) и материалов И. А. Егоровой по Восточной вулканической зоне, которые получены ею в последние годы при изучении вулканогенных отложений этого района.

Изучение отложений Центрально-Камчаткой депрессии позволило установить, что в них запечатлены следы по крайней мере трех эпох похолодания климата (в раннем, среднем и верхнем плейстоцене), разделенных более теплыми промежутками. Последняя холодная эпоха имела два максимума похолоданий. Климатические характеристики эпох потепления и похолодания определяются на основании особенностей восстанавливаемого растительного покрова, который испытывал существенные изменения (рис. 120).

Для теплых эпох характерно более широкое, чем в настоящее время, развитие темнохвойных лесов, иногда с примесью пихты и сосны. Важную роль играли также светлохвойная лиственничная тайга и березняки из каменной и белой берез. Открытые пространства занимали в это время подчиненное положение. Последовательное рассмотрение климатических условий теплых эпох показывает, что климат в течение плейстоцена испытывал направленные изменения. Начало плейстоцена характеризовалось климатическими условиями существенно более теплыми, чем современные (среднегодовые температуры -2 — $+2^{\circ}$, июльские температуры $+17$ — $+22^{\circ}$, осадков более 500 мм/год). В Центральной Камчатской депрессии в это время преобладали еловые леса с примесью пихты, широколиственных, лиственниц и березы. В пределах более приподнятых участков Восточной вулканической зоны хвойные леса сменялись березовыми и сосново-березовыми с небольшой примесью широколиственных пород. Климатические условия второй теплой эпохи (начало среднего плейстоцена) оставались теплее современных, однако были менее благоприятными по сравнению с началом плейстоцена. Широколиственные растения в это время существовать уже не могли. Климатические условия определялись, с одной стороны, крайними показателями для пихты и, с другой — для широколиственных (среднегодовые температуры -2 — -3° , июльские $+14$ — $+17^{\circ}$, осадков не менее 500 мм/год). В Центральной Камчатской депрессии, на Восточной и Северной Камчатке (табл. 18) получали распространение темнохвойные еловые леса с примесью пихты и березы, лиственничные и сосново-лиственничные леса. Климатические условия третьей (начало верхнего плейстоцена) эпохи были, по-видимому, близки к современным: среднегодовые температуры -3° , июльские $+13$ — $+14^{\circ}$, осадков менее 500 мм/год; однако более широкое развитие темнохвойных еловых лесов в Камчатской депрессии свидетельствует о том, что они оставались все же несколько более теплыми и влажными, чем современные. Во время этой теплой эпохи отмечаются некоторые различия в характере растительности отдельных районов Камчатки. Если в Центрально-Камчатской депрессии и на Западной Камчатке в растительном покрове существенную роль играли

Изменение характера растительности Камчатки в плейстоцене

Таблица 18

Система	Отдел	Ярус	Западная Камчатка, по Л. А. Скиба (1965)	Центральная Камчатка, по О. А. Брайцовой, И. С. Евтеевой (1968)	Восточная Камчатка по материалам И. А. Егоровой	Северная Камчатка, по Е. М. Малаевой (1967)	
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Ледниковая эпоха	Открытые пространства, занятые моховыми и осоковыми болотами. Луговые и луго-болотные ассоциации. Участки березовых и ольховых лесов	Широкое развитие открытых пространств. Участки лиственничных лесов и каменных березняков. На склонах гор — ольховый и кедровый стланик	Широкое распространение тундровых, болотных и луговых травянисто-кустарничковых ассоциаций. Небольшие участки березовых и ольховых лесов	Растительность тундры и лесотундры
		Верхний	Межледниковая эпоха	Растительность лесотундры. Широкое развитие луговых и болотных ассоциаций Березовые и ольховые леса. Участки темнохвойных лесов из ели и пихты с участием сосны и березы	Темнохвойные еловые, елово-лиственничные леса, лиственничники. Леса из каменной и белой березы. По поймам рек заросли ольхи и ивы, на склонах гор — стланик		III фаза: еловые, сосновые леса: большое распространение кустарниковых группировок II фаза: сосновые (сосна обыкновенная) и сосново-березовые леса, кустарниковые группировки I фаза: еловые, сосновые леса, мелколиственные сосново-березовые леса
		Средний	Ледниковая эпоха		Широкое развитие открытых пространств — осоковых и моховых болот с кустарниковой березкой, разнотравно-злаковых лугов. Лиственничники, участки березовых лесов. По склонам гор — заросли стланика		Растительность тундры и лесотундры: кустарничковые, травянисто-кустарничковые ассоциации
Четвертичная	Плейстоцен	Средний	Межледниковая эпоха		Участки темнохвойных еловых лесов с примесью пихты и, возможно, кедра. Лиственничники и сосново-лиственничные леса. Березовые леса из каменной и белой березы, по склонам гор — ольховый и кедровый стланик	Еловые леса с примесью пихты и березы. По склонам гор березняки и ольховый и кедровый стланик Березовые леса. По склонам гор — ольховый и кедровый стланик	Пихтово-еловые леса с участием лиственницы и сосны. Лугово-лесные, лугово-болотные, травянисто-кустарниковые ассоциации
		Нижний	Ледниковая эпоха		Лиственничные леса. Широкое развитие открытых пространств. Березовые леса из каменной и белой березы, по склонам гор — ольховый и кедровый стланик		
		Нижний	Доледниковая эпоха		Темнохвойные еловые леса с примесью пихты, лиственницы, сосны, белой березы и широколиственных. Березняки из каменной березы. По берегам озера ольховники, на склонах гор — ольховый стланик	Березовые и березово-сосновые леса с примесью широколиственных. По склонам гор ольховый и кедровый стланик	Растительность современного типа
Третичная	Плиоцен	Верхний					

помимо березняков темнохвойные еловые леса, то на Северной Камчатке во время оптимума межледниковья большое распространение получали также сосновые и сосново-березовые леса.

Климатические условия холодных эпох были суровее современных. Растительный покров характеризовался сокращением лесных ценозов, широким развитием открытых пространств, представленных тундрами и лугово-болотными травянисто-кустарничковыми ассоциациями. Подчиненное положение занимали лиственничные леса и березняки. Ельники сокращали свои площади до минимума, сохраняясь в отдельных рефугиумах. Особое значение имеет вопрос о похолодании в раннем плейстоцене, запечатленном в толще «синих глин» и низах «косослоистых песков» Центрально-Камчатской депрессии. Отсутствие в спорово-пыльцевых спектрах этих отложений не только пыльцы широколиственных пород, но и ели, подчиненное положение во многих образцах пыльцы древесно-кустарниковой группы и значительное содержание пыльцы кустарниковой березы — все это свидетельствует о существовании климатических условий более суровых, чем современные, и вполне сопоставимых с условиями более поздних похолоданий.

Изучение голоценовых отложений Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева и др., 1968) позволило выделить ясно выраженный голоценовый климатический оптимум и небольшое следующее за ним похолодание, сменившееся уже современными условиями. Полученные данные абсолютного возраста дали возможность датировать эти этапы голоценового изменения климата (Брайцева и др., 1973).

Таким образом, в четвертичных отложениях Камчатки запечатлены четкие следы ритмических изменений природных условий с чередованием теплых и холодных эпох, достаточно отличных как по климатическим характеристикам, так и по характеру восстанавливаемой растительности. В то же время хорошо видна направленность в изменении природных условий на протяжении четвертичного периода, выражающаяся в том, что каждая последующая теплая эпоха все же оказывается холоднее предыдущей. Четкий рубеж в развитии растительности и характере климатических условий связан с похолоданием в раннем плейстоцене. Вызванное им исчезновение из растительного покрова Камчатки последних представителей широколиственных лесов, резкое сокращение еловых лесов за счет распространения лиственничников и березняков — все это знаменует переход от весьма мягкого и влажного климата доледниковья к более холодному климату ледникового периода.

На Курильских островах, по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов (И. А. Егорова и Е. Г. Лупкина), отчетливо выделяется верхнеплейстоценовая межледниковая эпоха, два этапа похолодания климата в верхнем плейстоцене, разделенные относительно более теплым межстадиалом, и послеледниковая эпоха. Радиоуглеродным методом определен возраст начала и конца верхнеплейстоценового межстадиала, равный соответственно 40—45 и 25 тыс. лет. Отчетливо выделяется также климатический оптимум голоцена. Однако в отличие от Камчатки столь резкой разницы в климатических условиях ледниковых, межстадиальных и межледниковых эпох здесь не имеется. По нашему мнению, это прежде всего объясняется более сильным смягчающим влиянием океана, нивелировавшим климат эпох потепления и похолодания.

Плейстоценовые оледенения

Существенные изменения в характере климатических условий в течение плейстоцена выразились, в общем, чередованием эпох потепления и похолодания. Однако не все эпохи похолодания сопровождались развитием оледенения. Так, вопрос о раннеплейстоценовом оледенении Камчатки до сих пор остается открытым. Достоверные образования этого

оледенения до настоящего времени не обнаружены ни в рельефе, ни в погребенном состоянии. Правда, ряд исследователей относили к раннему плейстоцену более древний из выделяемых ими в рельефе комплексов ледниковых образований (Власов, Чемяков, 1949, 1950; Кушев, Ливеровский, 1940) или горизонты погребенных ледниковых осадков под плато-эффузивами Камчатки (Мокроусов, Садовский, 1961), однако сами авторы указывали на условность возраста, а иногда и генезиса этих отложений. Основанием для отнесения их к раннему плейстоцену являлись чаще всего общие соображения о приуроченности первого оледенения к орогеническим движениям на границе третичного и четвертичного периодов.

Представления о широком развитии раннеплейстоценовых ледниковых отложений в вулканических районах были высказаны И. К. Волчанской (1965). Она связывает с этим оледенением формирование вулкано-ледниковых отложений, выделяемых ею в разрезе алнейской серии (верхняя часть алнейской серии относится И. К. Волчанской к раннечетвертичному времени на основании данных спорово-пыльцевого анализа). Вулкано-ледниковые отложения сопоставлялись ею с формацией мoberг Исландии, накапливавшейся в условиях подледных извержений. Несомненно, что на крупнейших вулканических сооружениях этого времени возникало локальное оледенение вершин, как полагает И. К. Волчанская. Однако генезис грубообломочных отложений, широко распространенных в алнейской серии, достаточно спорен: часть их безусловно может быть отнесена не к ледниковым, а к пирокластическим или лахаровым образованиям. Спорность генезиса этих отложений не позволяет однозначно решать в этом случае вопрос о раннеплейстоценовом оледенении, его характере и масштабах.

В последние годы В. Г. Беспалым (Беспалый и др., 1968, 1970) опубликованы новые материалы по ледниковым отложениям южной части Западно-Камчатской низменности. Морены, вскрывающиеся здесь в абразионном уступе Охотского побережья, отнесены им к раннеплейстоценовому оледенению. В первичных западинах ледникового рельефа на морене были обнаружены выполняющие их озерные отложения и торф, из которых Т. Д. Давидович (1971) выделила спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о весьма теплых условиях межледниковья. Т. Д. Давидович указывает, что спорово-пыльцевые спектры, содержащие пылцу широколиственных пород, обнаруживают наибольшее сходство со спектрами раннеплейстоценовых отложений «синих глин» Центрально-Камчатской депрессии и со спектрами из вулканогенно-осадочных толщ Северной и юго-восточной Камчатки, датируемых плиоценом. В этом случае, по нашему мнению, логично было бы отнести подстилающую морену к плиоцену, однако, палеомагнитные данные (отсутствие обратной намагниченности) не позволили авторам счесть эти осадки плиоценовыми. Они поместили морену в ранний плейстоцен, а отложения с пылцой широколиственных отнесли не к началу плейстоцена, а к среднеплейстоценовому межледниковью. Однако данный вывод противоречит абсолютным датировкам (31—39 тыс. лет) торфа и древесины из рассматриваемых надморенных отложений (Каплин и др., 1972), полученным сотрудниками географического факультета МГУ (А. А. Свиточ, Т. Н. Воскресенская и др.), работавшими на тех же разрезах в 1971 г. Приведенный абсолютный возраст исключает отнесение межледниковых отложений к среднему плейстоцену. Соответственно и раннеплейстоценовый возраст морены повисает в воздухе. Морена с равным успехом может быть отнесена и к среднеплейстоценовому оледенению, и к I фазе верхнеплейстоценового оледенения. Совершенно неясным остается в этом случае и характер растительности в теплое время, которое, судя по приведенным датировкам, относится к верхнеплейстоценовому (Q_3^3) межстадиалу (межледниковью). Однако отложения, содержащие столь теп-

лолюбивые формы, не обнаружены никем в других районах полуострова даже в более древних осадках верхнеплейстоценового и среднеплейстоценового межледниковий. Так, в Центральной Камчатской депрессии уже в отложениях начала верхнего плейстоцена, возраст которых определен радиоуглеродным методом цифрой более 50 тыс. лет (ГИН-323), пыльца широколиственных полностью отсутствует. Стоя на позициях направленного развития природных условий и изменения характера растительности, в пользу которых свидетельствуют все данные, приведенные по разным районам в предыдущем разделе и в табл. 18, непонятно, как в верхнеплейстоценовом межстадиале растительность на рассматриваемом участке Западно-Камчатской равнины сохранила формы, типичные для плиоцена и начала раннего плейстоцена. Это тем более странно, что данному времени предшествовало мощное оледенение, отложения которого перекрывали всю Западно-Камчатскую низменность вплоть до моря. Присутствие пыльцы широколиственных пород в столь молодых осадках, если только не считать ее переотложенной, нуждается в специальном объяснении, а эти данные должны быть как-то увязаны с тем, что известно по остальным районам полуострова. Но если даже отвлечься от вопроса о характере растительности, то следует снова подчеркнуть, что именно раннеплейстоценовый возраст морены ничем не обосновывается.

Отсутствие достоверных раннеплейстоценовых ледниковых отложений на Камчатке объясняется, по нашему мнению, незначительными масштабами оледенения этого времени, не получившего развития, несмотря на существенное похолодание. Это явление было связано с особенностями тектонического режима. В раннем плейстоцене главные горные хребты полуострова были значительно ниже современного уровня; их высоты составляли от первых сотен метров до 1000 м с максимальными отметками 1500 м в северной части горста Срединного хребта. В пределах вулканических районов в это время преобладали лавовые равнины и поднимавшиеся над ними немногочисленные щитовые вулканы, высоты которых также редко превышали 1000 м. Отсутствие высоких горных хребтов, выдававшихся за пределы снеговой линии, и явилось, вероятно, препятствием для развития значительного оледенения даже в условиях существенного похолодания. Ледники формировались лишь на вулканах и наиболее высоких горных массивах, однако они локализовались в их пределах и не выходили на прилегающие территории. Поэтому отложения этого оледенения не фиксируются в разрезах впадин. В горных районах следы раннеплейстоценовой ледниковой деятельности были уничтожены более молодыми ледниками и последующей эрозией, а в вулканических районах погребены и частично размыты. Кроме того, здесь ледниковые отложения часто неотличимы от сходных грубообломочных вулканогенных образований.

На Курильских и Командорских островах раннеплейстоценового оледенения, вероятно, вообще не было, так как их наибольшая высота в это время не превышала нескольких сот метров.

Первое значительное оледенение полуострова совпало с воздыманием основных горных сооружений Камчатки, падающим на вторую половину среднего плейстоцена. Следы среднеплейстоценового оледенения фиксируются только в разрезах. Достоверные отложения этого оледенения обнаружены лишь в Центрально-Камчатской депрессии, где они залегают под отложениями верхнеплейстоценового межледниковья. В отдельных случаях наблюдаемые в разрезах ледниковые образования отнесены к этому оледенению (Жупановский береговой разрез и др.) предположительно, поскольку четко выраженные межледниковые отложения там не зафиксированы.

Некоторые авторы относили к среднеплейстоценовому оледенению плохо сохранившиеся размытые моренные отложения, залегающие на поверхности предгорных равнин главным образом в пределах Западно-

Камчатской низменности (Пийп, 1956; Власов, 1959а, б, в; Мокроусов, Садовский, 1961, 1964; Лапшин, 1963, и др.). По нашему мнению, эти ледниковые отложения следует относить к более молодой, верхнеплейстоценовой, ледниковой эпохе. Во всяком случае, упомянутые авторы либо вообще не приводили данных о наличии разделяющих ледниковые комплексы межледниковых отложений, либо стратиграфическое положение последних недостаточно обосновывалось. Обычно не приводится никаких результатов палинологического анализа, свидетельствующих о более теплых, чем современные, или близких к современным климатическим условиям. А. Р. Гептнером (Гептнер и др., 1965) на севере Западно-Камчатской низменности образования с пологохолмистым рельефом отнесены также к среднеплейстоценовому оледенению. По его данным, от более молодых конечноморенных комплексов Срединного хребта они отделены II террасой р. Тигиль, формирование средней части отложений которой происходило в более теплых условиях, чем современные (верхнеплейстоценовое межледниковье). По представлениям И. В. Мелекисева, выделенные А. Р. Гептнером ледниковые отложения являются более молодыми образованиями, поскольку связанный с ними флювиогляциальный уровень моложе межледниковой террасы. Исходя из этого рассматриваемые ледниковые отложения следует относить к I фазе верхнеплейстоценового оледенения, на что указывал также Н. Н. Кожемяка (1966а, б, в). На севере Западно-Камчатской низменности они залегают на водораздельных поверхностях, в разрезе которых обнаружены верхнеплейстоценовые межледниковые осадки (Малаева, 1965).

О характере и размерах среднечетвертичного оледенения судить трудно, так как в рельефе следы его практически не выражены. Во всяком случае, у нас нет основания предполагать его покровный характер. Вероятно, самым крупным центром оледенения были северная часть Малкинского свода и хр. Ганальский, максимальная высота которых в период оледенения достигала 1800—1900 м. Оледенению подвергались, судя по их высотам в то время, также северная часть Срединного хребта, район современного хр. Тумрок, некоторые участки Юго-Восточной Камчатки.

В пределах Курильской гряды оледенению мог подвергаться лишь о. Парамушир, высота которого в среднем плейстоцене достигала 800—1000 м, и, возможно, в меньшей мере Онекотан, поднимавшийся над уровнем моря на 500—600 м. Максимальные отметки Командорских островов не превышали 300—500 м. Поэтому оледенения там в это время быть не могло.

Верхнеплейстоценовое оледенение Камчатки развивалось в условиях интенсивных молодых восходящих движений, которые и сформировали современный горный рельеф Камчатки. Следы этого оледенения хорошо выражены в рельефе в виде скульптурных и аккумулятивных ледниковых форм. Среди аккумулятивных образований ясно различаются два разновозрастных комплекса ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, которые мы связываем с двумя фазами верхнеплейстоценового оледенения. Эти комплексы выделяются на основании их различной сохранности, взаимоотношений и положения на разных гипсометрических уровнях. Они хорошо фиксируются во всех изученных районах — в Центрально-Камчатской депрессии, на восточном побережье Камчатки, в пределах Западно-Камчатской низменности и в других местах.

Конечно моренные образования более молодого комплекса II фазы располагаются обычно против устьев хорошо сохранившихся троговых долин либо в пределах самих горных хребтов, либо непосредственно у их подножий на прилегающих равнинных территориях. Эти конечно-моренные комплексы без труда устанавливаются на аэрофотоснимках, имеют очень четкие границы, прекрасную сохранность и хорошо выраженный холмисто-котловинный рельеф (рис. 121).

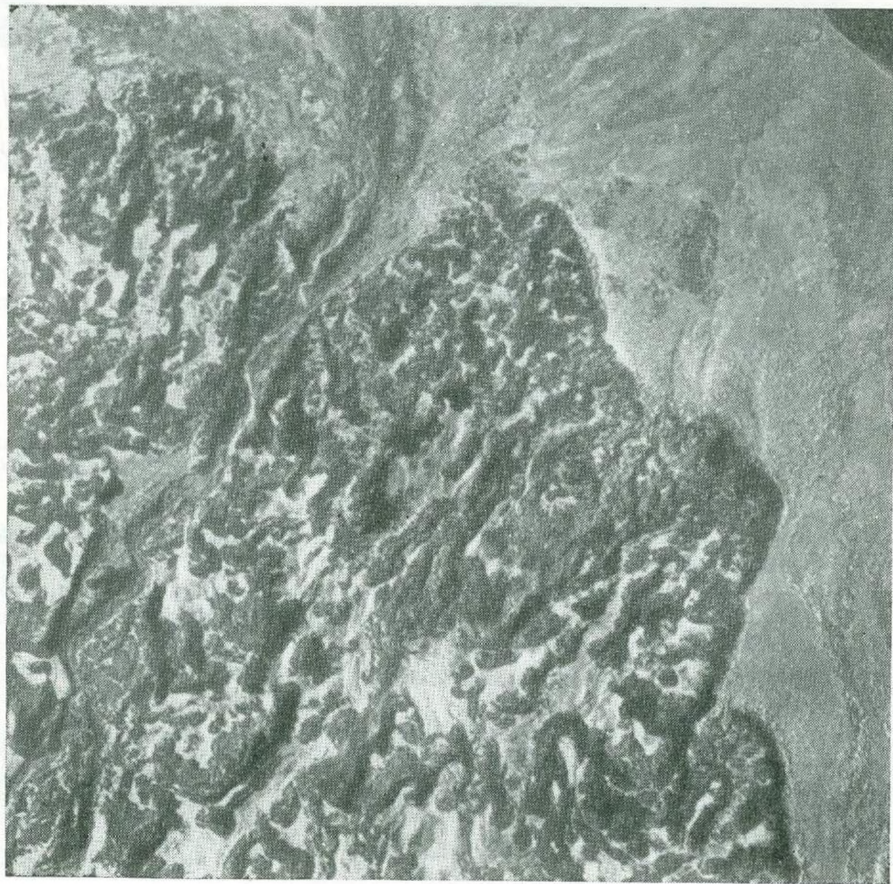


Рис. 121. Типичная поверхность конечноморенного комплекса II фазы верхнеплейстоценового оледенения с холмисто-котловинным рельефом (подножие Кроноцкой сопки)

От молодых конечно-моренных комплексов начинаются флювиогляциальные равнины. В большинстве долин рек эти равнины выступают в виде типичных флювиогляциальных террас, которые хорошо сохранились от последующего размыва. Высоты террас могут значительно отличаться в разных долинах (10—12 м в бассейне р. Плотниковой, 20—26 м в верхнем течении р. Авачи и т. д.), что связано с различной амплитудой новейших движений. Однако эти террасы хорошо сопоставляются в долинах разных рек, независимо от высоты и порядкового номера, вследствие четко прослеживающейся связи их с молодыми конечноморенными комплексами. В пределах тектонических депрессий — Камчатской, Быстринской, Авачинской и др. — флювиогляциальные равнины II фазы имеют вид обширных, слабовыпуклых наземных дельт, наклоненных к центру депрессии. Аналогичный облик имеют флювиогляциальные равнины и у подножий вулканических сооружений.

Формы рельефа и отложения более древнего комплекса, связанного с I фазой верхнеплейстоценового оледенения, с трудом дешифрируются на аэрофотоснимках и выделение их требует уточнения полевыми исследованиями. Ледниковые образования этого комплекса располагаются в долинах рек или депрессиях за границами молодых комплексов, на более низких гипсометрических отметках в пределах тех территорий, которые более молодыми ледниками II фазы заведомо не покрывались (рис. 122). В тектонических депрессиях на участках, испытавших последующие

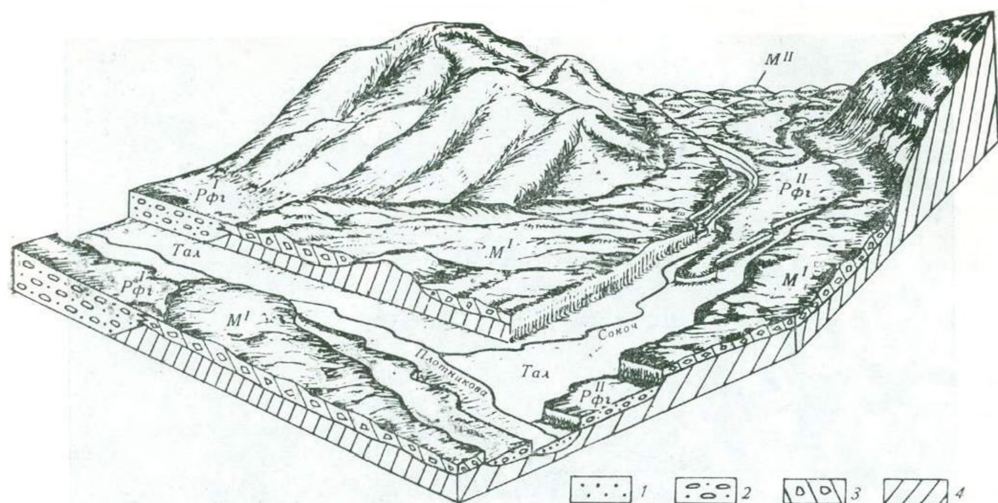


Рис. 122. Схема соотношения ледниковых образований двух фаз верхнеплейстоценового оледенения (бассейн р. Плотниковой)

1 — аллювиальные отложения, 2 — флювиогляциальные отложения, 3 — морена, 4 — коренные породы. М^{II} — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения, М^I — морена I фазы верхнеплейстоценового оледенения, Р^I_{фг} — флювиогляциальные равнины I фазы, Р^{II}_{фг} — флювиогляциальные равнины II фазы, Т_{ал} — послеледниковые аллювиальные террасы

опускания, эти формы рельефа оказались в большинстве случаев размыты и погребены под более молодыми осадками. Этим и объясняется их отсутствие в пределах Быстринской депрессии, небольшое развитие в Камчатской депрессии и др.

В пределах межгорных и предгорных депрессий на приподнятых террасовидных поверхностях или склонах гор и холмов в бассейне р. Плотниковой — Начикинская и Апачинская депрессии, в пределах Западно-Камчатской равнины, в Еловской депрессии и других, а также на высоких морских террасах восточного побережья Камчатки ледниковые отложения I фазы получают широкое распространение. Значительные площади здесь покрывают грубообломочные отложения донной и основной морены. Конечно-моренные комплексы обычно состоят из размытых моренных останцов, группирующихся в крупные дугообразные гряды. Именно к этому комплексу, по нашему мнению, относятся моренные отложения, описанные В. Г. Беспалым (Беспалый и др., 1968) в абразионном уступе Охотского побережья. Накопление вышележащих торфов и озерных отложений в первичных западинах ледникового рельефа (Давидович, 1971) свидетельствует о том, что в них зафиксирован этап, непосредственно следующий за отступанием ледников. В этом случае абсолютный возраст постледниковых отложений (см. стр. 386) подтверждает отнесение морены к I фазе верхнеплейстоценового оледенения.

Ледниковые образования I фазы сохранились хуже, чем отложения II фазы, — они обычно сильно размыты талыми водами молодых ледников и часто выступают в виде отдельных массивов на фоне молодой флювиогляциальной равнины (западное побережье Камчатки, Центрально-Камчатская депрессия, Начикинская и Апачинская депрессии). Лучшее сохраняется от размыва осадки донной и основной морены, перекрывающие площад приподнятые террасовидные равнины или холмы, где последующий размыв сказывался в меньшей степени (высокие террасы на побережье Камчатского залива, правобережье р. Малой Чажмы и др.). Холмисто-котловинный рельеф в пределах конечно-моренных комплексов иногда выражен достаточно четко, хотя и отличается несколько большей

сглаженностью и по сравнению с молодыми комплексами, а иногда выявляется даже в пределах конечно-моренных дуг с большим трудом. В областях развития донной и основной морены рельеф обычно пологоволнистый.

Флювиогляциальные равнины I фазы сильно размыты и встречаются в виде отдельных обрывков. В долинах рек они выступают в качестве высоких надпойменных террас, которые в 2—2,5 раза превышают по высоте непосредственно вложенные в них флювиогляциальные террасы II фазы (30 м в долине р. Плотниковой, 60—70 м в долине р. Авачи). При этом порядковый номер и высоты террас обоих комплексов могут сильно разниться в бассейнах разных рек, однако соотношение этих террас и их высот остается весьма близким. В пределах тектонических депрессий флювиогляциальные равнины I фазы имеют вид размытых остатков наземных дельт, сохранившихся только на тех участках, которые были втянуты в последующее поднятие (средняя часть Центрально-Камчатской депрессии). Соотношения их здесь с более молодыми флювиогляциальными равнинами очень четкие: последние непосредственно в них вложены и отделяются уступами.

Два выделенных ледниковых комплекса мы связываем, как было сказано выше, с двумя фазами наступания ледников в верхнеплейстоценовую ледниковую эпоху. В большинстве изученных нами районов не были обнаружены разделяющие их межледниковые формы рельефа или отложения. Основываясь на данных абсолютного возраста, к верхнеплейстоценовому межстадиалу (межледниковью), разделяющему рассмотренные эпохи наступания ледников в верхнем плейстоцене, следует относить описанные В. Г. Беспалым озерные отложения и торфа, залегающие на морене в абразионном уступе западного побережья Камчатки. Однако специального объяснения требует вопрос о том, почему растительность этого времени, если исключать факт переотложения (см. стр. 404), оказывается значительно теплее, чем растительность предшествующих межледниковий начала среднего и верхнего плейстоцена и сходна с теплолюбивыми флорами конца плиоцена — начала плейстоцена.

Подобные же верхнеплейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые комплексы обнаружены и при исследовании Курильских и Командорских островов. На Курилах они развиты главным образом на о. Парамушир, на Командорах — на о. Беринга.

Изучение современного оледенения Камчатки (Мелекесцев, Виноградов, 1966; Мелекесцев, 1965а, б, в; Олюнин, 1966) позволило установить следы более значительного оледенения в недавнем прошлом, фиксирующиеся моренными накоплениями по периферии современных ледников (рис. 123). Этот этап наступания современных ледников соответствует так называемой «малой ледниковой эпохе», связанной с ухудшением климатических условий после голоценового климатического оптимума в интервале 3—7 тыс. лет. Похолодание этого времени фиксируется в отложениях голоценовых торфяников Камчатки (Брайцева и др., 1973).

Рассмотрев историю оледенения и подводя итог, необходимо остановиться на вопросе о сопоставлении выделяемых нами ледниковых разновозрастных образований с ледниковыми комплексами, описанными другими исследователями. Следует отметить, что большинство исследователей для доказательства существования нескольких ледниковых эпох или фаз одного оледенения обычно приводит факты положения конечно-моренных образований на разных абсолютных и относительных гипсометрических отметках. При этом рассматриваются конечно-моренные комплексы разных долин в разных районах с разными областями питания. Как показывает детальное картирование ледниковых образований, абсолютные отметки конечно-моренных комплексов могут сильно различаться для ледников одного и того же этапа в зависимости от их мощ-



Рис. 123. Современные ледники и морены «малой ледниковой эпохи»

ностей, определяемых рядом местных орографических и климатических условий. Без учета этого факта к разновозрастным ледниковым комплексам могут быть отнесены морены ледников одного оледенения, спускавшихся до разных высот над уровнем моря. Именно эта ошибка и бывает наиболее распространена. Так, в работах В. П. Мокроусова и Н. Д. Садовского (1961, 1964) выделено по крайней мере три комплекса хорошо выраженных в рельефе ледниковых образований — один среднечетвертичный и два верхнечетвертичных (соответствующих двум самостоятельным оледенениям). Рассмотрение этих комплексов с широким применением аэрофотоснимков приводит нас к выводу, что все эти образования очень сходны по положению и сохранности, и относятся к одной, самой последней, фазе верхнечетвертичного оледенения, выделяемой нами. Отложения нашей первой фазы авторами обычно вообще не описывались, а среднечетвертичные отложения в разрезах депрессии не указывались. Таким образом, выделяемые нами два комплекса верхнечетвертичных ледниковых образований и отложения среднечетвертичного оледенения не соответствуют таковым, выделяемым В. П. Мокроусовым и Н. Д. Садовским. Точно так же выделенные С. Л. Кушевым и Ю. А. Ливеровским отложения двух фаз оледенения в Центрально-Камчатской депрессии на основании разного гипсометрического положения морен, по нашим данным, относятся к одной, последней, фазе оледенения. Более древние отложения первой фазы и среднечетвертичные ими не описывались.

Рассмотренные отложения двух фаз верхнечетвертичного оледенения соответствуют, по-видимому, двум ледниковым эпохам, выделенным Г. М. Власовым и Ю. Ф. Чемяковым (1949) для Северной Камчатки. Отложения, относимые нами к I фазе последнего оледенения, выделялись ранее как более древние в пределах Западно-Камчатской низменности К. П. Богатыревым в 1936 г., Г. М. Власовым и В. М. Цимбалом в 1940 г., В. П. Мокроусовым в 1955 г., Л. И. Лапшиным (1963), А. Р. Гептнером (1965), В. Г. Беспалым и др. (1968).

Распространение и рельефообразующая роль верхнеплейстоценовых ледников

К а м ч а т к а. Прекрасная сохранность следов последней фазы верхнечетвертичного оледенения дает возможность реконструировать площади развития соответствующих ледников. Реконструкция ледников первой фазы верхнечетвертичного оледенения вызывает значительные трудности, ибо следы этого этапа сохранились хуже и с трудом дешифрируются на аэрофотоснимках.

Схема ледников последнего оледенения была составлена В. Н. Олюниным (1965а, б), который отметил ряд важных закономерностей их распространения. Следует подчеркнуть, что им показаны в подавляющем большинстве случаев границы распространения ледников второй фазы этого оледенения; ледники же первой фазы, по нашему мнению, на ряде участков занимали значительно большие площади. Рассмотрим некоторые основные закономерности развития последнего оледенения.

1. Основными центрами оледенения явились крупнейшие горные хребты Камчатки — Срединный, Южно-Быстринский, Ганальский, Тумрок, а также вулканические массивы Восточной вулканической зоны, Южной Камчатки, Ключевская группа вулканов, вулкан Шивелуч. Самостоятельными центрами оледенения являлись горные массивы полуостровов восточного побережья — Шипунского, Кроноцкого, Камчатского Мыса.

Рельефообразующая роль оледенения в пределах горных массивов, служивших областями питания, проявилась в выработке комплекса скульптурных ледниковых форм. Они отличаются обычно хорошей сохранностью и относятся к последней фазе оледенения, о чем свидетельствуют расположенные в устьях троговых долин конечно-моренные комплексы II фазы. Скульптурные формы первой фазы в большинстве случаев разрушены в период последней фазы и замещены ее более молодыми формами. Следы экзарации ледников I фазы местами удается наблюдать на бортах долин ниже конечно-моренных комплексов более молодых ледников. Иногда в пределах горных массивов можно видеть два или несколько располагающихся друг над другом каров или образования типа вложенных трогов. Однако чаще всего такие кары и трогии имеют одинаковую сохранность, вследствие чего обычно не удается проследить ступени каров вдоль горного массива или установить связь вложенных трогов с двумя комплексами морен. В большинстве случаев образование их можно объяснить морфологией исходного рельефа, литологией пород или закономерностями ледниковой деятельности одной фазы оледенения.

Скульптурные формы II фазы верхнеплейстоценового оледенения обычно характеризуются хорошей сохранностью, однако они имеют несколько отличный облик в разных массивах или даже в пределах одного массива, что определяется многими причинами. В пределах горных хребтов с высотами 1200—2000 м скульптурные формы отличаются наилучшей выраженностью и имеют типичное строение. Четко выделяются крутые, часто отвесные стенки каров, служившие местом схода лавин, и уплощенные днища — области накопления поступавшего снега и форми-

рования фирновых бассейнов. Для начинающих отсюда троговых долин характерна хорошо выраженная корытообразная форма с четким перегибом от более пологого, обработанного ледником экзарационного склона долины, к вышележащему его участку, не покрывавшемуся льдом. Для днищ трогов характерен волнистый рельеф с хорошо выраженными местами друмлинами и котловинами выпавивания, в которых нередко ледниковые озера. Широкое развитие таких типичных скульптурных ледниковых форм в пределах высокогорных массивов создает здесь типичный горный альпийский рельеф.

На горных массивах, высоты которых не превышали 1000 м (800—900 м), скульптурные ледниковые формы немногочисленны, невелики по размерам и имеют несколько иной облик. У них отчетливо видны крутые стенки, выполаживающиеся в нижней части, где ясно читаются следы ледниковой обработки, однако широкого плоского днища и четкой границы ледниковой экзарации установить не удастся. Не наблюдается четкого перегиба, связанного с ледниковой экзарацией и в небольших долинах ручьев. Скульптурные формы таких низко- и среднегорных массивов являются скорее нивальными образованиями, в которых располагались не мощные накопления льда, давшие начало крупным долинным ледникам, а неподвижные или малоподвижные ледники и снежники.

На среднегорных массивах с промежуточными высотами (900—1200 м) распространение и облик скульптурных ледниковых форм тесно связаны с экспозицией склонов. Большая часть типичных каров приурочена к северным склонам массивов; отсюда начинаются почти все троговые долины. На склонах, обращенных на юг, шире распространены обычные водосборные воронки ручьев, кары немногочисленны и невелики. Таким образом, различный облик скульптурных форм в разновысотных массивах свидетельствует не о разной их сохранности, а следовательно, и разновозрастности, а о разной выраженности в рельефе. Последняя связана также с различиями в высотах массивов, что обуславливало неодинаковую мощность накапливавшегося льда или фирна, а следовательно, и протекание экзарационной или нивальной деятельности.

2. Распространение ледников было весьма неравномерным и зависело от климатических и орографических причин. Среди климатических причин определяющим фактором являлось распределение осадков. В настоящее время прежде всего привлекает внимание повышенное количество годовых осадков, получаемых Южной и Восточной Камчаткой (1000—1200 мм), по сравнению со Срединным хребтом (800 мм на юге, 600 мм на севере) и особенно с Западно-Камчатской равниной (500—600 мм) и Центрально-Камчатской депрессией (400 мм). Подобная закономерность обусловлена своеобразием циклонической деятельности. В холодное время года циклоны перемещаются из района Японии через юг Камчатки главным образом на северо-северо-восток вдоль восточного побережья полуострова и обуславливают возрастание годового количества осадков на юге и востоке Камчатки прежде всего за счет обильных зимних снегопадов. Неравномерность в распределении осадков, связанная с особенностями циклонической деятельности, еще усугубляется влиянием орографии. Положение основных орографических элементов параллельно берегу Тихого океана, т. е. вкрест направления влажных ветров, позволяет достаточно высоким вулканическим сооружениям Восточной вулканической зоны, Ключевской группы вулканов и Шивелуча перехватывать значительную часть осадков, поступающих с океана. Можно предполагать, что распределение осадков в верхнечетвертичное время было близким к наблюдаемому ныне, хотя абсолютные показатели, естественно, могли быть несколько другими. Это подтверждается наблюдаемыми закономерностями развития древнего оледенения. Районы со значительным развитием и размерами верхнеплейстоценового

оледенения совпадают с районами современного повышенного количества осадков. Это в первую очередь районы Южной и Восточной Камчатки, где ледники возникали на очень небольших абсолютных высотах — 350—400 м. На Южной Камчатке снеговая линия достигала всего 400—500 м (р-н Курильского озера). На Восточном побережье непосредственно вблизи берега океана снеговая линия опускалась до 400 м (побережье Камчатского залива) и 550—600 м (на Кроноцком полуострове). Однако по мере удаления от океана высоты ее очень быстро росли и уже на склонах массивов, обращенных к Центральной Камчатской депрессии, достигали 1000 м. Значительную площадь занимали ледники и в северной части Срединного хребта, где они, по В. Н. Олюнину, начинали образовываться на абсолютных высотах около 600—900 м. Гораздо меньшие размером оледенения в южной части Срединного хребта, несомненно, связаны с экранирующей ролью хребтов и вулканических сооружений Восточной зоны. В этой части Срединного хребта, а также в хребтах Ганальском, Южно-Быстринском, Халзан, Балаганчик снеговая линия имела наибольшую высоту и в целом не опускалась ниже 800 м.

3. Во время последней фазы оледенения (см. рис. 100) ледники в большинстве случаев не выходили за пределы горных сооружений или оканчивались непосредственно у их подножий. Центральная Камчатская депрессия и Западно-Камчатская низменность были свободны ото льда. Камчатская депрессия заполнялась льдом только в самой узкой южной части — на водоразделе рек Камчатки и Быстрой.

На Восточном побережье южной Камчатки (примерно от м. Опасного до м. Крестового), на п-овах Шипунском и Кроноцком ледники даже в последнюю фазу спускались из троговых долин прямо в океан.

Местами ледники, выползавшие из гор на прилегающие равнины, образовывали расширенные концы (западное подножие Срединного хребта, Быстринская депрессия и др.). У подножия большинства крупных стратовулканов Камчатки (Ключевская и Авачинская группы вулканов, Шивелуч, Кроноцкий и др.) существовали крупные ледники подножий. Местами они возникали и у подножия горных хребтов, где долинные ледники, выходявшие из близко расположенных трогов на прилегающие относительно пониженные территории, сливались между собой, образуя покровы — у северо-западного подножья Южно-Быстринского хребта, у подножья хр. Тумрок, в депрессии верхнего течения р. Лево́й Щапиной, на Удинском долу, у подножья хр. Кумроч (р-н г. Шиш) и др. В северной части Срединного хребта спускавшиеся с гор ледники перекрывали прибрежную равнину от Анапкинського залива на севере до р. Озерной на юге и спускались в океан. Таким образом, предгорные ледники местами образовывались и в самую последнюю фазу оледенения, на что указывали еще Г. М. Власов и Ю. Ф. Чемяков (1949). Поэтому нельзя, как это делает ряд исследователей, считать образование таких ледников специфической особенностью более древнего, среднечетвертичного оледенения и рассматривать их как показатель значительных масштабов последнего.

4. В первую, максимальную, фазу верхнеплейстоценового оледенения (см. рис. 99) ледники занимали значительно большие площади. Широкое распространение в пределах предгорных и межгорных депрессий получили ледниковые покровы, связанные с существованием крупных ледников подножий. Значительная часть территории бассейна верхнего течения р. Плотниковой с высотами 300—500 м над уровнем моря была покрыта льдом. Ледники, спускавшиеся по долинам рек Большой, Опа́лы, Удочки, Голыгиной, сливаясь между собой, образовывали огромный ледник типа Маляспина (рис. 124), покрывавший южную часть Западно-Камчатской низменности вплоть до берега моря и спускавшийся местами ниже современной береговой линии. В первую фазу ледники покрывали

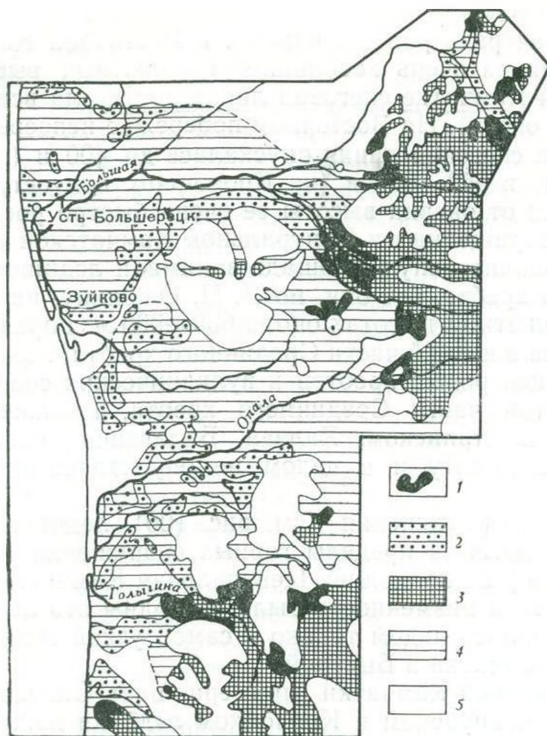


Рис. 124. Схема соотношения кончiomоренных комплексов и реконструкция ледников двух фаз верхнеплейстоценового оледенения южной части Западно-Камчатской низменности

- 1 — морена II фазы верхнеплейстоценового оледенения,
- 2 — морена I фазы верхнеплейстоценового оледенения,
- 3 — ледники II фазы,
- 4 — ледники I фазы,
- 5 — участки, не подвергавшиеся оледенению

значительную часть и среднего участка Западно-Камчатской равнины, хотя здесь они, по-видимому, не доходили до берега моря.

На восточном побережье ледники первой фазы имели также весьма значительные размеры. На побережье Камчатского залива они перекрывали высокие морские террасы и спускались в океан. Судя по размерам ледников последней фазы в пределах Быстринской и южной части Камчатской депрессии, можно предполагать, что эти их участки и в первую фазу заполнялись льдом. К сожалению, однозначно решить этот вопрос не представляется возможным, так как ледниковые формы рельефа первой фазы здесь были уничтожены последующими процессами. Средняя и северная части Камчатской депрессии даже в первую фазу ледниками полностью не перекрывались. Ледники выходили из троговых долин в пределы самой депрессии, образуя здесь расширенные концы. Последние, возможно, сливались между собой, образуя ледники подножий, располагавшиеся по периферии депрессии.

Рельефообразующая роль аккумулятивной деятельности верхнеплейстоценовых ледников сказалась главным образом в пределах межгорных и предгорных депрессий. В верхнем плейстоцене они служили ареной накопления ледниковых и водно-ледниковых отложений, в результате чего рельеф этих равнин создавался именно ледниковыми процессами, подавившими проявления нормальной флювиальной деятельности. До настоящего времени ледниковые формы рельефа определяют внешний облик приподнятых террасовидных равнин Западно-Камчатской низменности и восточного побережья. В пределах Центрально-Камчатской депрессии эти формы рельефа были размыты в результате проявления послеледниковой флювиальной деятельности и замещены более молодыми аллювиальными равнинами.

Курильские острова. В отличие от Камчатки верхнеплейстоценовое оледенение здесь как в I, так и во II фазу не имело значительных размеров, что объясняется спецификой орографических и климати-

ческих условий этого региона. Во-первых, перед началом оледенения максимальная высота Курильских островов не превышала 1000—1200 м (во время II фазы оледенения — 1400—1500 м), так как самые высокие вулканы Курильской гряды были сформированы уже в голоцене. Во-вторых, мощному развитию оледенения препятствовало в целом более южное положение Курильской гряды по отношению к Камчатке и более сильное влияние моря, смягчавшее климат эпох похолодания.

В силу этих причин главным центром оледенения был самый северный и самый высокий из о-вов — Парамушир. Однако и на его территории преобладали обычно горно-долинные ледники, менее распространены были горно-долинные ледники с расширенным концом. Во II фазу оледенения концы ледников практически не выходили за пределы современной береговой линии острова. Во время большей по масштабу I фазы оледенения ледники перекрывали также прибрежные участки шельфа и часть о. Шумшу.

Незначительное по площади горно-долинное и каровое оледенение имело место на о-вах Онекотан, Шиадокотан и, возможно, в северной части (хр. Камуй) о. Итуруп. Насколько можно судить по оставленным ими следам, максимальная длина ледников не превышала 3—5 км, а мощность льда 50—100 м. На всех остальных островах оледенения, по-видимому, не было, хотя крупные и мощные снежники — перелетки пользовались повсеместным распространением.

Приведенные выводы сильно расходятся с данными предыдущих исследований, указывавших на весьма широкое развитие следов древней ледниковой деятельности на Курилах. Тем не менее И. В. Мелекесцев достаточно убедительно показал, что выделенные ими «ледниковые» формы рельефа в большинстве случаев к таковым не относятся, а являются образованиями другого генезиса. Чаще всего за ледниковые формы рельефа принимались обвальные цирки и поля развития обвальных отложений, исключительно широко распространенные почти на всех Курильских островах.

Командорские острова также характеризовались преимущественным развитием горно-долинных ледников. Однако относительная роль ледниковой деятельности в формировании рельефа островов была значительно большей, чем на Курилах. На о. Беринга ледниковой обработке подверглись почти все долины рек и ручьев в пределах его горной юго-восточной части, а оставленные ледниками морены перекрывали значительные участки имеющихся здесь морских террас. На о. Медном, в целом более высоком по сравнению с о. Беринга, ледниковой обработке в той или иной мере подверглась вся территория.

Вулканизм и оледенения

Вопрос о взаимодействии вулканических процессов и ледников мало изучен, а имеющиеся сведения чрезвычайно скудны и часто противоречивы. Подобное состояние вопроса объясняется, во-первых, отсутствием специальных исследований по данной тематике и, во-вторых, тем, что ледники и вулканы изучались в большинстве случаев изолированно друг от друга.

Весьма перспективным районом для решения такого рода задачи является Курило-Камчатская область. На территории последней четвертичный вулканизм и ледниковая деятельность проявились почти повсеместно. При этом молодые вулканические образования и следы верхнеплейстоценового и голоценового оледенений прекрасно выражены в рельефе, хорошо распознаются при проведении полевых исследований и при дешифрировании аэрофотоснимков, в связи с чем их взаимоотношения устанавливаются достаточно просто. Благодаря этому проведенные здесь специальные исследования позволили получить ряд интерес-

ных данных о взаимоотношении вулканических процессов и ледниковой деятельности на разных этапах новейшего периода истории развития рельефа.

Особенности оледенения вулканических районов

Роль вулканической аккумуляции, способствовавшей быстрому увеличению гипсометрических отметок поверхности Курило-Камчатской области, можно в первом приближении сравнить со значением интенсивных восходящих тектонических движений в невулканических горных странах. Именно вулканическая деятельность, создавшая в четвертичный период большое количество громадных вулканов, а также высоко приподнятые лавовые и пирокластические равнины, послужили наряду с похолоданием климата и интенсивными восходящими тектоническими движениями одной из главных причин мощного оледенения Камчатки в верхнем плейстоцене.

Особенность оледенения районов широкого проявления четвертичного вулканизма выразилась, с одной стороны, в развитии специфических типов оледенения и, с другой — в своеобразии ледниковых отложений этих районов.

Вне вулканических районов, в пределах обычных резко расчлененных среднегорных и высокогорных массивов основным типом оледенения являлось горно-долинное. Наиболее распространенными типами ледников здесь были каровые и долинные. Иногда по периферии горных сооружений возникали ледники типа Маляспина, однако наличие ледниковых покровов, связанных с развитием ледников подножий, совсем не свидетельствовало о существовании покровного оледенения в областях питания. В целом оледенение оставалось горно-долинным.

В областях широкого развития вулканических форм рельефа тип оледенения менялся. Оледенение сохраняло горно-долинный характер только на древних вулканах, уже потухших к началу верхнеплейстоценового оледенения и достаточно расчлененных к этому времени эрозией. На действовавших во время оледенения вулканах, где эрозионное расчленение практически отсутствовало, скульптурные ледниковые формы не образовывались. Здесь существовали ледяные шапки и ледяные пояса, питавшие ледники подножий; в этом случае оледенение было покровным. Диаметр ледника подножий в 3—4 раза превышал диаметр самой вулканической постройки (рис. 56, 125). На одиночных вулканах (например, вулканах Кроноцком и Шивелуче) ледник подножий имел более или менее округлую форму, поперечник его достигал 30—40 км. При наличии нескольких близко расположенных вулканических сооружений отдельные ледники подножий сливались между собой, образуя громадные ледяные поля. Поперечник таких полей достигал 70—80 км, а площадь 3000—4000 км².

Причины значительного развития ледников на вулканах, действовавших во время оледенения, по-видимому, следующие. Это, во-первых, особенности рельефа действующих стратовулканов и их подножий: в верхней и средней частях конусов вулканов благодаря постоянной и интенсивной вулканической деятельности все время поддерживались значительные уклоны, в результате чего лед оттуда перемещался вниз по склону, образуя у основания конусов ледники типа Маляспина. Широкому распространению последних благоприятствовало наличие обширных слабо наклонных аккумулятивных равнин у подножий вулканов. Во-вторых, развитию ледников способствовали особенности микроклимата в районе действующих вулканов, в частности, пониженная прозрачность атмосферы, постоянная значительная облачность и, возможно, несколько большее количество осадков, чем в окружающих районах. Наконец, сохранению ледников в подобных районах благоприятствовал

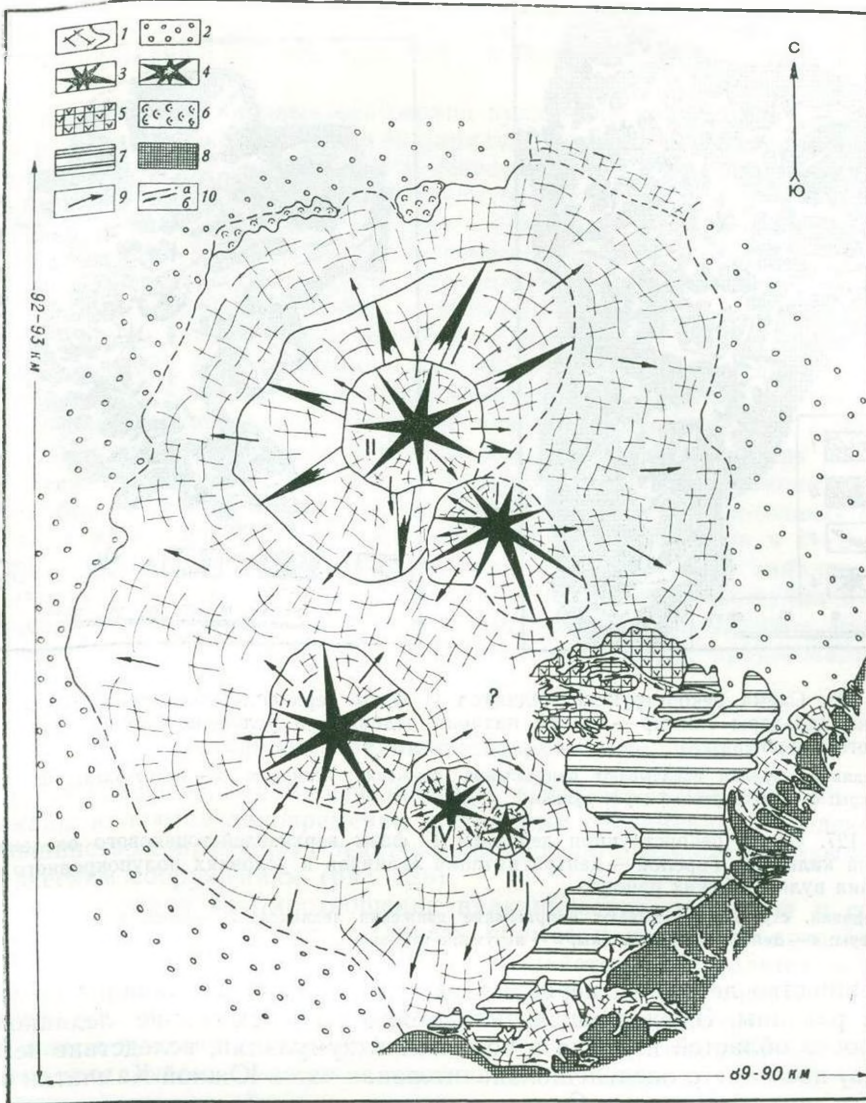


Рис. 125. Схема реконструкции ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения Ключевской группы вулканов

1 — ледники; 2 — флювиогляциальные равнины; 3 — действующие существенно пирокластические вулканы; 4 — щитовые вулканы; 5 — сильно разрушенные вулканы; 6 — лавовые равнины; 7 — лавовые плато; 8 — горный денудационно-тектонический рельеф; 9 — направление движения ледников; 10 — границы установленные и предполагаемые

мощный чехол вулканогенных отложений на поверхности льда, предохранявший его от поверхностной абляции.

Для районов широкого распространения вулканических плато (Южная Камчатка, Восточная вулканическая зона, северная часть Срединного хребта) было характерно полупокровное и покровное оледенение. Здесь на вулканических плато, выдававшихся за пределы снеговой линии, формировались ледники норвежского типа. Они представляли собой ледяные шапки, от которых брали начало несколько ледников, спускавшихся по долинам рек. Особенно широко были распространены ледниковые покровы на вулканических плато Южной Камчатки, где снеговая линия была очень невысока. В I фазу именно с них и питалось



Рис. 126. Схема реконструкции ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения района кальдеры Хангар — центра питания ледников в условиях мощного горно-долинного оледенения

1 — ледники, стрелки показывают направление движения ледников; 2 — ледоразделы; 3 — уступ кальдеры; 4 — действующий стратовулкан



Рис. 127. Схема реконструкции ледников II фазы верхнеплейстоценового оледенения района кальдеры Горелой — центра питания ледников в условиях полупокровного оледенения вулканических районов

1 — ледники, стрелки показывают направление движения ледников; 2 — ледоразделы; 3 — уступы кальдеры; 4 — действующие вулканы; 5 — потухшие вулканы

большинство ледников, перекрывающих южную часть Западно-Камчатской равнины. Здесь происходило своего рода смыкание ледниковых покровов областей питания и областей аккумуляции, вследствие чего в I фазу последнего оледенения значительная часть Южной Камчатки оказалась покрытой льдом. Оледенение в целом имело полупокровный характер, а местами приближалось к покровному.

Крупные ледники норвежского типа существовали и в пределах Восточной вулканической зоны — северной части плато хр. Железнодорожного, местами в вулканическом узле хр. Гамчен и др. Однако подобные покровы, служившие областями питания, надо отличать от ледниковых покровов, возникавших на некоторых участках плато, которые перекрывались транзитными ледниками. Так, в вулканическом узле хр. Гамчен ледники питались из каров и цирков, расположенных в пределах вулканических сооружений, спускаясь из которых перекрывали прилегающие участки плато, а затем стекали в долины. На месте таких «транзитных» покровов в пределах плато на аэрофотоснимках обнаруживаются следы интенсивной ледниковой экзарации, в то время как в областях питания проявлялась в основном консервирующая роль льда. Ледниковые шапки областей питания следует отличать также от покровов льда, возникающих на вулканических плато в областях аккумуляции. Последние располагались ниже снеговой линии и в их пределах на аэрофотоснимках ясно выражен аккумулятивный моренный рельеф.

Крупными ледоемами — центрами питания ледников — являлись огромные (10—30 км в поперечнике) кальдеры и вулкано-тектонические

депрессии: Хангар (рис. 126) и Ичинская в Срединном хребте, кальдеры районов вулкана Горелого (рис. 127) и Паужетская на Южной Камчатке.

Специфика ледниковых отложений вулканических районов заключается в широком распространении наряду с мореной водно-ледниковых и озерно-ледниковых разностей, в исключительно пестром фациальном составе отложений и очень сложном характере их взаимоотношений (Мелекесцев, Краевая, 1966). Это связано с распадением ледников подножий при деградации оледенения на отдельные массивы и глыбы «мертвого льда» (Краевая, Олюнин, 1969). Обращают внимание также следующие особенности отложений: большая свежесть обломков, незначительная глинистость и значительные мощности. Ледниковые отложения обычно содержат очень мало глинистых частиц, а количество пелита в них в несколько раз меньше, чем в аналогичных толщах невулканических районов. Наиболее вероятной причиной крайне незначительного содержания глинистых минералов в ледниковых толщах вулканических районов является, по-видимому, недостаток времени для их образования за счет переработки свежих вулканических пород. Мощность ледниковых отложений в вулканических районах достигает 80—100 м. Это в 2—3 раза больше, чем в невулканических районах Камчатки. Столь значительная мощность отложений связана с большой скоростью разрушения вулканических сооружений, а также с тем, что извержения вулканов, поставляющие огромное количество обломочного материала, продолжались и во время оледенений.

Вулканизм и ледники в современную эпоху

В настоящее время многие крупные активные и недавно потухшие вулканы являются одновременно и центрами современного оледенения. Большинство современных ледников приурочено именно к молодым вулканическим сооружениям (рис. 128).

Рассматривая взаимоотношения вулканических процессов и современных ледников, следует различать прямое и косвенное воздействие этих процессов на оледенение. Прямое воздействие сказывается: в уничтожении ледников или отдельных их частей вулканическими взрывами, в расплавлении льда и снега вулканическим теплом, в загрязнении ледяной массы вулканогенным материалом. Косвенное воздействие вулканизма проявляется, во-первых, через создание этими процессами вулканических форм рельефа и, во-вторых, через специфический микроклимат в районе активных вулканов.

Влияние вулканизма на возникновение и динамику современных ледников может быть благоприятным и неблагоприятным. К благоприятным факторам относится прежде всего наличие самих вулканических аппаратов, являющихся наиболее приподнятыми участками земной поверхности. В частности, на Камчатке максимальные абсолютные отметки горных хребтов, сложенных древними породами, не превышают 2100—2200 м, а высота многих вулканов достигает 3000—3500 м и более: Ключевская сопка — 4700 м, массив Плоских сопок 3900—4000 м и т. д. По-видимому, довольно благоприятен для появления ледников специфический микроклимат в районах действующих вулканов. Сохранению ледников способствует присутствие на их поверхности мощного (0,5—1 м и более) чехла пирокластики, предохраняющего лед от поверхностной абляции. Неблагоприятными факторами являются следующие: большие уклоны в верхней и средней частях вулканических конусов, уничтожение ледников и отдельных их участков мощными эксплозиями, расплавление ледников под действием вулканического тепла, ускоренное таяние снежного покрова и фирна в окрестностях действующих вулканов в результате выпадения пирокластического материала.

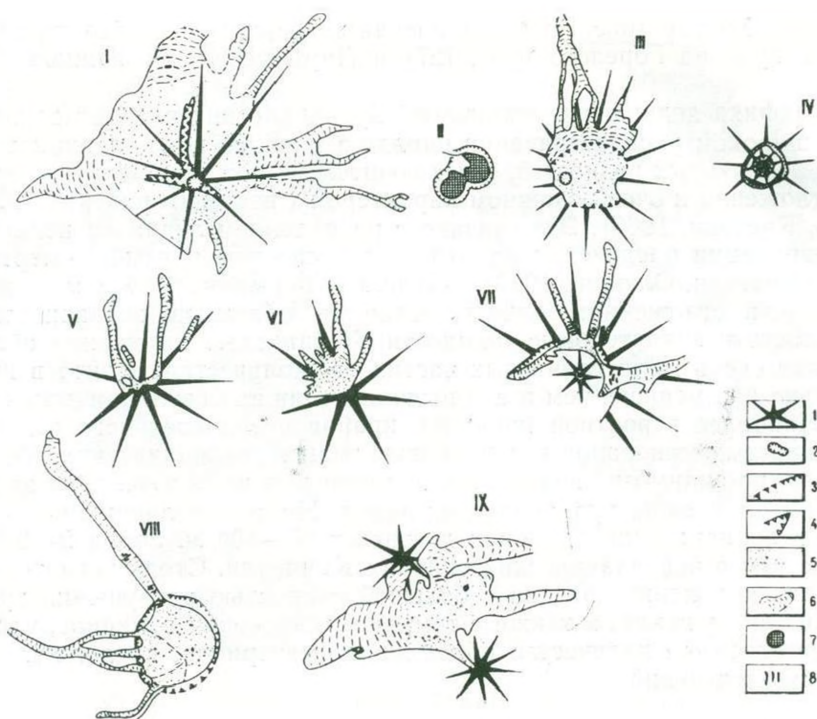


Рис. 128. Типы современных ледников вулканических районов Камчатки

I — перасчлененные и слабо расчлененные конуса вулканов; 2 — кратеры; 3 — гребни кальдер; 4 — шарра; 5 — области аккумуляции снега и льда; 6 — языки ледников; 7 — ледники, расположенные ниже фирновой линии; 8 — ледопады. I — ледник типа ледяной шапки на Ключевском вулкане, II — кратерный ледник в. Мутновского, III — кальдерный ледник в. Плоский Толбачик, IV — ледник атрио в. Крашенинникова; V — ледники барранкосов в. Жупановского, VI — звездообразный ледник в. Кроноцкого; VII — атрио-долинные ледники на в. Авачинском; VIII — кальдерно-долинные ледники на вулкане Плоская Дальняя сопка; IX — переметный ледник в северной части Срединного хребта

Как показали наблюдения, многие из современных ледников Камчатки приурочены к отрицательным вулканическим формам рельефа на наиболее крупных и высоких вулканах. Ледники имеются в настоящее время в кратерах вулканов Мутновского, Камбального, Крашенинникова, Козельского, в кальдерах Дальней Плоской сопки и Плоского Толбачика, в атрио Авачинского вулкана и т. д. Помимо твердых осадков, непосредственно выпадающих над кратерами и кальдерами, здесь аккумулируется большое количество снега в результате интенсивного метелевого переноса, а также значительная часть летних осадков, фильтрующихся в снежно-фирновую толщу. Весьма способствует возникновению ледников и отсутствие стока из многих кратеров и кальдер.

Большинство современных вулканов Камчатки характеризуются преимущественно эксплозивной деятельностью. Мощность слоя пирокластического материала в их окрестностях даже при сравнительно слабых извержениях измеряется сантиметрами и десятками сантиметров, а при крупных извержениях она достигает 1 м и более. Выпадающий здесь материал чаще всего представлен шлаком и пемзой, отличается значительной пористостью и плохой теплопроводностью. Поэтому при мощности слоя более 20—30 см последний хорошо защищает поверхность льда от действия солнечных лучей и длинноволнового излучения атмосферы. Собственное же тепловое воздействие на лед отложенных горизонтов пирокластики невелико, поскольку она, во-первых, выпадает здесь уже в значительно охлажденном состоянии и, во-вторых, потому, что по-

добные по мощности горизонты обладают небольшим запасом тепла. Насколько действенной бывает такая защита, показывает следующий пример: снежники на седловине между Корякским и Авачинским вулканами, засыпанные 1—1,5-метровым слоем вулканической дресвы и песка во время извержения Авачинской сопки в 1945 г., продолжают существовать в погребенном состоянии уже более 20 лет.

Исследование действующих вулканов Камчатки показывает, что последние бывают доступны для визуальных наблюдений гораздо реже, чем находящиеся рядом с ними потухшие вулканические аппараты. Связано это, главным образом с тем, что действующие вулканы, особенно в период активного состояния, часто закрыты облаками. Появлению облаков здесь способствует, во-первых, засоренность атмосферы мельчайшими частицами вулканического пепла, служащими ядрами конденсации паров воды и, во-вторых, наличие мощных восходящих потоков воздуха над кратерами вулканов.

Большая облачность, а также уменьшение прозрачности атмосферы за счет взвешенного в воздухе вулканического пепла, могут, видимо, значительно сокращать количество солнечного тепла, поступающего на склоны действующих вулканов, способствуя тем самым лучшему сохранению имеющихся ледников. К сожалению, инструментальных наблюдений, показывающих разницу между величиной солнечной радиации на близко расположенных потухших и действующих вулканах Камчатки, не проводилось. Однако литературные данные показывают, что подобный эффект вполне может иметь место. Так, К. К. Марков (1951), ссылаясь на Н. Н. Калитина, отмечает, что в 1912 г. после извержения вулкана Катмаи на Аляске в Павловске коэффициент прозрачности вместо нормальной величины 0,765 стал 0,588, а в августе дошел до 0,560, т. е. уменьшился почти в 1,4 раза. В работе Р. Флинта (1963) указывается, что в результате извержения вулкана Кракатау в 1883 г. солнечной обсерваторией в Монпеле наблюдался 3-летний период понижения радиации на 10% ниже нормального значения. К. Брукс (1952) отмечает, что на Аляске после извержения вулкана Катмаи в 1912 г. вулканическая пыль вызвала уменьшение солнечной радиации на 20%. Не исключено, что в связи с повышенной облачностью в районах действующих вулканов количество выпадающих осадков также может быть несколько больше по сравнению с примыкающими участками.

Из-за значительной крутизны (25—35°) склонов конусов современных стратовулканов мощность ледников на них не превышает 30—60 м. Поэтому существующие здесь ледники — весьма неустойчивые и быстро изменяющиеся образования, что в общем неблагоприятно для оледенения.

Уничтожение ледников или отдельных их частей мощными вулканическими взрывами, по-видимому, происходит довольно часто. В последние годы подобным способом были ликвидированы небольшие фирновые леднички и снежники на вершине вулкана Безымянного (извержение 1955—1956 гг.) и вулкана Шивелуч (ноябрь 1964 г.). Глыбы и блоки льда среди взрывных отложений наблюдались А. Е. Шанцером и Ю. М. Дубиком (личное сообщение).

Еще более распространено таяние снега и льда под действием выделяющегося вулканического тепла. Способы таяния бывают весьма различными: таяние вызывается горячими газами фумарол, проплавливающих глубокие колодцы в теле ледников и снежников (вулканы Жупановский, Мутновский), происходит при обрушении внутрь действующих кратеров глыб и блоков льда (вулкан Плоский Толбачик), излиянии на склоны вулканов пирокластических и лавовых потоков. Снег и лед быстро удаляются с прогретых участков склонов действующих вулканов (прикратерные части Ключевской и Авачинской сопки). Интенсивное таяние льда наблюдается при подледных извержениях (кратер Пийпа).

Неблагоприятно сказываются на развитии современных ледников частые пеплопады в зимнее и летнее время, уменьшающие альбедо снежного покрова и вызывающие тем самым его более интенсивное таяние и преждевременный сход.

Помимо влияния на динамику ледников вулканическая деятельность обуславливает специфическое строение ледяной массы, слагающей ледники, в частности обогащенность ее пирокластическим материалом. Многие исследователи, занимавшиеся изучением ледников, обращали внимание на четкую слоистость в современных ледниках, связанную с чередованием относительно чистых прослоев льда и прослоев, сильно загрязненных пирокластикой (Пийп, 1956). В. А. Ермаков (1965) наблюдал в ледниках даже маломощные лавовые потоки. Прослой пирокластического материала отмечаются и в снежниках-перелетках.

Изучение современных ледников Камчатки показывает, что динамика современного оледенения на действующих и недавно потухших вулканах в вулканических районах и в пределах невулканических участков в принципе одна и та же. Насколько можно судить по материалам аэрофото съемки и данным полевых исследований, подавляющее большинство современных ледников находится в стадии отступления, что закономерно связано с потеплением климата Камчатки, как и всего северного полушария, в течение последних десятилетий (Флинт, 1963). Исключением является лишь северный склон Ключевской сопки, где наблюдаются явные следы наступания ледника Эрмана — одного из самых крупных современных ледников Камчатки.

Следовательно, и в районах современного вулканизма климатический фактор является определяющим. Вулканическая же деятельность имеет второстепенное значение, хотя она может и способствовать, и препятствовать появлению и развитию ледников в самих вулканических районах. Процессы вулканизма на Камчатке в целом благоприятствуют современному оледенению. Это хорошо подтверждается тем, что большинство современных ледников приурочено именно к молодым вулканическим сооружениям.

Вулканизм как возможная причина оледенений

В предыдущих разделах было рассмотрено региональное влияние вулканизма на оледенение. Однако представляется, что связь вулканизма и оледенений может иметь и более общий характер. Общеизвестны представления о том, что взрывная вулканическая деятельность, вызывая загрязнение атмосферы мелкокораздробленным пирокластическим материалом, может привести к глобальному охлаждению атмосферы и возникновению ледников в масштабах всего земного шара (Брукс, 1952; Всехсвятский, 1962; Будыко, 1969; Humphreys, 1913).

Однако большинство исследователей, не отрицая значительного влияния мощных вулканических извержений на состояние атмосферы, все же не считают вулканизм причиной появления ледниковых эпох. Действительно, в настоящее время неоднократно наблюдались мощные извержения с колоссальными выбросами пирокластического материала, которые тем не менее имели незначительное суммарное воздействие на изменение климата современной эпохи. Однако все эти извержения были разделены большими интервалами времени, в течение которых пирокластический материал успевал осаждаться задолго до начала следующего крупного извержения.

Изучение истории вулканических проявлений Курило-Камчатской зоны позволяет выделить периоды повышенной взрывной активности, в течение которых интенсивность вулканических проявлений была значительно выше, чем в голоцене. Можно полагать, что этими периодами были мощные вспышки кислого вулканизма, во время которых образо-

вывалились обширные покровы пемз и игнимбритов, а в воздух выбрасывалось огромное количество мелкораздробленной пирокластике. Анализ материалов по сопредельным территориям показывает, что такие мощные вспышки эксплозивного вулканизма, во-первых, проявлялись синхронно в пределах Тихоокеанского кольца (Erlich, Melekestsev, 1972), а во-вторых, совпадали со средне- и верхнеплейстоценовыми эпохами похолоданий и оледенений или несколько предшествовали им (Мелекесцев, 1969а, б). Эти выводы подтверждаются результатами изучения донных осадков, в которых прослой вулканических пеплов не распределены равномерно, а приурочены к горизонтам, соответствующим эпохам похолодания климата (Романкевич и др., 1966).

В эпохи усиления вулканической активности интенсивность эксплозий была значительно выше, чем в голоцене. Так, анализ скорости накопления покровных отложений Центральной Камчатской депрессии, являющихся по сути дела мощным почвенно-пирокластическим чехлом, дает возможность полагать, что интенсивность вулканической деятельности была в 4—5 раз выше, чем в современную эпоху. На это указывает и тот факт, что в настоящее время, несмотря на преобладание эксплозивного типа вулканической деятельности (Влодавец, 1966), заметной концентрации пирокластического материала в донных осадках морей не происходит.

Можно полагать, что во время вспышек эксплозивной деятельности в эпохи проявления кислого вулканизма наблюдалось повсеместное и постоянное загрязнение атмосферы на протяжении нескольких тысяч лет, что, несомненно, могло привести к заметному снижению температур земной поверхности, а следовательно, и росту ледников.

Однако нельзя считать вулканизм универсальной или единственной причиной развития четвертичных оледенений. Несомненно, что общие благоприятные условия для возможного развития оледенений в плейстоцене были созданы в результате закономерного направленного изменения климатических условий на протяжении всего кайнозоя. На фоне общего направленного изменения климата ритмические колебания эксплозивной вулканической деятельности были дополнительными импульсами, вызывавшими чередования эпох наступания и сокращения ледников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Курило-Камчатская область вместе с Алеутской дугой представляет собой типичное звено пояса островных дуг и близких к ним тектонических систем западной части Тихоокеанского кольца. Системы эти развиваются на разном субстрате — в рассмотренном районе тип строения земной коры изменяется от субокеанического в центральной части Курильской дуги до типично континентального в центральной и северной части Камчатки. Таким образом, по крайней мере частично, системы островных дуг имеют наложенный характер. Общая особенность этих систем, оказывающая решающее воздействие на развитие рельефа, — мощное проявление здесь вертикальных и горизонтальных движений, наличие сейсмофокальной зоны и исключительная интенсивность новейшего вулканизма.

В отличие от других регионов Сибири и Дальнего Востока при формировании морфоструктур этой области наряду с тектоникой равноправным эндогенным агентом является и вулканизм. Роль тектоники и вулканизма выражается в прямом формировании морфоструктур, которые могут являться как отражением проявления только одного из этих процессов (только тектоники или вулканизма), так и результатом их взаимодействия.

Процессы тектонического поднятия непосредственно создают горст-антиклинальные пояса, которые прямо отражаются в рельефе в виде денудационно-тектонических горных хребтов и массивов. Основные равнинные участки территории — будь то Западно-Камчатская равнина или Центральная Камчатская депрессия — в своем морфоструктурном выражении также созданы тектоникой. Первая из упомянутых морфоструктур соответствует стабилизированному блоку, на котором на фоне медленных колебательных движений новейшего времени сформировалась цокольная абразионная равнина. Вторая — Центральная Камчатская депрессия — представляет собой прогиб типа грабен-синклинали, в котором на фоне опускания четвертичного времени формируется рельеф аккумулятивных равнин. Тектонические процессы предопределяют и структурное положение вулканических поясов, приуроченных к областям прогибания типа грабен-синклиналей. Определяющая роль тектоники приводит к прямому заключению, что история формирования основных морфоструктур Курило-Камчатской области — это прежде всего история тектонических движений. В первую очередь это положение относится к горст-антиклинальным поясам, история развития рельефа которых прямо отражает историю развития напряжений, смены их характера, плана и интенсивности во времени. Отмечается пульсационный режим тектонических движений — смена периодов относительной тектонической стабильности и эпох интенсивных подвижек.

Особое значение для развития структуры и рельефа Камчатки имеет верхнемиоценовая эпоха мощных тектонических движений. Начиная с этого момента территория Камчатки становится областью устойчивой суши и развитие ее переходит в орогенную фазу. Верхнемиоценовые дислокации, по-видимому, синхронно происходят во всех районах северо-

западной части Тихоокеанского кольца. В это же период образуется Алеутский желоб (Hays, Ninkovich, 1970) и, по-видимому, происходит дислокация палеоген-нижнемиоценовых осадков западной части Алеутской гряды. В это же время отмечается внедрение подавляющей части гранитоидных интрузий Юго-Западной Японии и образуется «орогеническая система Хидака» на Хоккайдо (Shibata, 1968; Геологическое развитие Японских островов, 1968). Тектоническая перестройка верхнемиоценового времени завершается эпохой стабилизации движений и выравнивания рельефа.

В течение новейшего периода развития структуры отмечаются эпохи интенсивных движений и тектонической перестройки, разделенные периодом относительной стабилизации и частичного выравнивания рельефа. Первая эпоха орогении соответствует нижнему плиоцену (период образования шапинской свиты и ее аналогов). В это время формируется в основных чертах современный план распределения структур Камчатки. На Курилах это главная фаза гранитообразования, которой соответствует общее воздымание территории островной дуги. В верхнеплиоценовое-нижнечетвертичное время в целом имеет место более сложный характер тектонических движений. В первую половину этой эпохи — в период образования тумрокского и крерукского вулканических комплексов — интенсивные движения продолжались на отдельных участках (Срединный хребет, Тумрокско-Никольская и Налычевско-Китхойская поперечные вулканические зоны). Во вторую половину эпохи — в конце плиоцена-начале нижнечетвертичного времени — тектонический режим стабилизируется на всей рассматриваемой территории. В результате общей нивелировки рельефа, в том числе за счет излияний платоэффузивов, в этот отрезок времени формируется полигенетическая поверхность выравнивания. Создание современных морфоструктур связывается с новой эпохой интенсивных движений, начавшейся в середине среднего плейстоцена и продолжающейся по настоящее время.

Интенсивность новейших тектонических движений была неодинаковой в разных районах рассматриваемой области. За новейший геоморфологический период в целом отмечается резкое различие в характере движений в пределах островных дуг, области молодого орогена (Южно- и Центрально-Камчатский блоки) и зрелого орогена (Северо-Камчатский — Олюторский блок). Выделяется относительно стабильная область Западной Камчатки (Западно-Камчатская равнина и Малкинский свод), по ряду признаков приближающаяся к области молодых платформ. В период со среднего плейстоцена по голоцен включительно амплитуда и средняя скорость поднятия центральной и северной группы Курильских островов, Южной и Северной Камчатки близки и относительно неинтенсивны. Резко выделяется по интенсивности и контрастности движений восточная часть Центральной Камчатки — район п-вов Кроноцкого и Камчатского мыса, горст-антиклинальный пояс Восточного хребта.

Общий план распределения морфоструктур Курило-Камчатской области хорошо объясняется наличием системы продольных и поперечных сдвигов, образующихся в ходе надвигания островных дуг и сходных с ними тектонических систем на смежные океанические блоки. В связи с этим формируются парные системы структурных зон: фронтальные горст-антиклинальные пояса, характеризующиеся обстановкой общего сжатия, и тыловые пояса грабен-синклиналей, в пределах которых преимущественно возникают процессы растяжения. Миграция структур в направлении фронта тектонической системы, т. е. в сторону океанического желоба, проявляется лишь на ограниченном участке Центрально-Камчатского блока. Она связывается не со смещением фронта тектонической системы при общем процессе надвигания на океан, а с экспансией по простираанию кулисообразно смещенных структурных зон: Курильско-Южно-Камчатской и Северо-Камчатско-Олюторской.

Вулканизм в пределах Курило-Камчатской области выступает как важнейший рельефообразующий фактор наряду с тектоникой. В этом — кардинальное отличие рассматриваемой области от районов древнего вулканизма, где вулканизм выступает пассивно как структурный фактор. Главная роль в создании гор принадлежит там тектонике, развитие же вулканических пород лишь обуславливает формирование структурного рельефа в областях поднятий. В районах молодого вулканизма, к которым принадлежит Курило-Камчатская область, вулканизм выступает как самый активный фактор, создающий аккумулятивные вулканические горы. В наиболее полном виде это проявляется в областях прогибания и отстающего поднятия — грабен-синклиналях, где он продолжается на протяжении всего новейшего периода. Здесь создаются вулканические морфоструктуры, формирующиеся в результате перекомпенсированного по отношению к прогибанию накопления продуктов вулканических извержений. В итоге в пределах тектонических прогибов возникает рельеф вулканических гор и нагорий. История формирования рельефа этих районов является прямым отражением истории вулканических проявлений и связанных с ними вулcano-тектонических процессов.

Направленная эволюция вулканизма проявляется в виде последовательной смены во времени различных по составу вулканических пород и типов вулканической деятельности. При этом отмечается пульсационный характер вулканической деятельности — смена эпох интенсивного проявления вулканической деятельности эпохами относительного затишья. При резких различиях в интенсивности вулканизма в тектонически различных районах периоды резкого усиления вулканической деятельности или прекращения ее синхронны на всей территории. Состав продуктов вулканизма в ходе таких импульсов активности четко связан с тектоническим режимом соответствующей эпохи. Периодам относительной тектонической стабильности соответствуют преимущественно базальтовые излияния (например, в нижнем плейстоцене). Периодам мощных горообразовательных процессов отвечают интенсивные проявления кислого вулканизма, сменяющиеся формированием существенно пирокластических андезитовых стратовулканов и излияниями базальтов (например, в верхнем плиоцене и во второй половине четвертичного периода).

Особо следует отметить случаи, когда вулканизм и тектоника выступают как равноправные, но последовательно сменяющие друг друга факторы в формировании современных морфоструктур. Таковы аккумулятивно-тектонические поднятия хребтов Тумрок, Козыревский, Быстринский и т. д. Вулканические процессы завершились здесь в первой половине (верхний плиоцен-ранний плейстоцен) новейшего этапа развития района. В результате сформировались аккумулятивные вулканические хребты и обширные лавовые плато. Однако после прекращения вулканизма, начиная со среднего плейстоцена, территория этих структур вовлекается в мощный процесс поднятия, сопровождающийся интенсивным расчленением. В результате создается двучленное строение хребтов — в их основании на значительные высоты выведены дислоцированные комплексы фундамента, а верхний ярус сохраняет черты аккумулятивного вулканического хребта. Сходные морфоструктуры создаются в стабильных блоках обрамления грабен-синклиналей, где вулканизм прекратился, но поднятие не достигло того же уровня, что и в смежных хребтах. Таким образом, намечается единый генетический ряд морфоструктур, в пределах которого вулканизм и тектоника выступают как взаимозамещающие факторы: горст-антиклинали — аккумулятивно-тектонические поднятия — стабильные блоки обрамления грабен-синклиналей — вулканические нагорья грабен-синклинальных зон.

Напряженность тектонических движений и высокая интенсивность вулканических проявлений в пределах Курило-Камчатской области не способствует выработке региональных денудационных поверхностей вы-

равнивания, для формирования которых необходимы длительные эпохи относительной тектонической стабильности. В связи с этим на рассматриваемой территории ни в рельефе, ни в погребенном состоянии не фиксируется обширных денудационных поверхностей в том понимании, в котором они выделяются в других районах. В периоды относительной тектонической стабилизации (начало плиоцена, предверхнеплиоценовое время, нижний плейстоцен) при продолжающихся вулканических процессах формируется полигенетическая выровненная поверхность, образованная сочетанием участков денудационного и структурно-денудационного рельефа, вулканогенных равнин и равнин, созданных морской абразией.

Современный рельеф Курило-Камчатской области, созданный тектоникой и вулканизмом, крайне молод. План распределения выраженных в рельефе морфоструктур в их современных границах, большие высоты современного рельефа горст-антиклинальных поясов, контрастность смен зон поднятия и опускания — результат активных тектонических движений, проявившихся начиная со среднечетвертичного времени (хотя заложение основных современных структур произошло значительно раньше — в большинстве своем они заложились еще в начале плиоцена). Современный горный ландшафт вулканических районов также преимущественно — результат интенсивных вулканических процессов второй половины четвертичного периода. Именно в этот отрезок времени формируются крупнейшие стратовулканы Камчатки и Курильских островов, вулкано-тектонические депрессии и области новейшего ареального вулканизма. Экзогенные факторы рельефообразования в Курило-Камчатской области играют подчиненную роль. Они лишь трансформируют рельеф, создаваемый тектоникой и вулканизмом.

В районах, где вулканическая деятельность отсутствует или незначительна по масштабу, эффект воздействия экзогенных факторов был достаточно высок. В горных хребтах и массивах в результате совместного проявления эрозионных и ледниковых процессов был сформирован резко расчлененный горный рельеф. Внутренние впадины являлись областью формирования аллювиальных, ледниковых и водно-ледниковых равнин. В периферических областях полуострова (Западно-Камчатская равнина и отдельные участки восточного побережья Камчатки) важную роль играла морская абразия. Поверхность созданных ею равнин лишь во вторую половину четвертичного времени была перекрыта комплексом ледниковых и водно-ледниковых отложений.

В вулканических районах экзогенные факторы практически только моделировали рельеф, созданный за счет аккумуляции вулканических продуктов. При этом отложения и формы рельефа вулканических районов, созданные под воздействием экзогенных факторов, периодически уничтожались или погребались в процессе продолжающейся вулканической деятельности.

Интенсивность протекания флювиальных процессов определяется положением Камчатки в области гумидного климата. Специфика появления этих процессов в вулканических районах выражается в частой перестройке гидросети в связи с воздействием вулканической аккумуляции и вулкано-тектоники, а также в своеобразии протекания самих процессов (преобладание временных водотоков) и создании комплекса генетических типов отложений подножий современных вулканов.

Значительная роль ледниковых процессов определялась большими масштабами четвертичного оледенения. Это обусловлено как положением полуострова в условиях морского климата с обилием осадков, так и достаточной высотой горных сооружений, в том числе обширных поверхностей вулканических плато. Гляциальные процессы во многом определили современный облик рельефа как высокогорных и среднегорных массивов, так и относительно опущенных равнинных территорий, послуживших ареной накопления ледниковых и водно-ледниковых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узон-Семячинского района на Камчатке.— В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969.
- Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
- Александрова А. Н. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений о. Итуруп.— Изв. Сахалин. отд. Географ. об-ва СССР, 1971, вып. 2.
- Алексеев В. А., Лаврухина А. К., Мелекесцев И. В., Сулержицкий Л. Д. Абсолютный возраст и особенности позднечетвертичных вулканических проявлений острова Онекотан (Курильская вулканическая дуга). Радиоуглерод.— Материалы Всесоюз. совещ. по проблеме: Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование. Вильнюс, 1971.
- Алыпова О. М. Палеомагнетизм лав Ключевской группы вулканов и ее фундамента.— Бюлл. вулканол. станций, 1967, № 43.
- Апрелков С. Е. Игнимбриты Голыгинских гор (Южная Камчатка).— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.
- Апрелков С. Е. О древнем извержении Авачинского вулкана и изменении русла р. Авачи.— Вопросы географии Камчатки, вып. II. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Апрелков С. Е. Высокая поверхность выравнивания в Срединном хребте.— Вопросы географии Камчатки, вып. IV. Петропавловск-Камчатский, 1966.
- Апрелков С. Е., Марченко А. Ф., Шеймович В. С. Некоторые петрохимические особенности четвертичного вулканизма Камчатки.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.
- Апрелков С. Е., Шеймович В. С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями.— Бюлл. вулканол. станций, 1964, № 36.
- Апрелков С. Е., Шеймович В. С., Слепов Ю. М. К стратиграфии четвертичных вулканитов Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, вып. V. Петропавловск-Камчатский, 1967.
- Арсанов А. С., Малаева Е. М. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Камчатского перешейка в верхнеплиоценовую эпоху.— Вестник МГУ, география, 1964, № 4.
- Архангельский Н. К. Третичные отложения Паланского района западного побережья Камчатки.— В кн.: Материалы межведомств. совещ. по разработке унифици. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха, 1959. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Атлас неогеновых моллюсков Курильских островов. М., «Наука», 1972.
- Балеста С. Т. Глубинное строение вулканических аппаратов по сейсмическим данным. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1969.
- Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в долине р. Индигирки.— ДАН СССР, 1962, т. 146, № 1.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., «Наука», 1964.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Кулькова И. А. и др. Кайнозой Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Баранова Ю. П., Дорофеев П. И. О возрасте нагаевской толщи.— ДАН СССР, 1962, т. 146, № 6.
- Барк К. Алеутская островная дуга и континентальная окраина Аляски.— В сб.: Окраины континентов и островные дуги. М., «Мир», 1970.
- Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., 1961.
- Бент О. И. Новые данные о вещественном и химическом составех пемзовых пород островов Итуруп и Кунашир (Курильские острова).— ДАН СССР, 1962, т. 147, № 6.
- Бернштейн В. А., Сивожелезов С. С., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Геофизические наблюдения на некоторых вулканах хребта Вернадского.— Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Берсон Г. Л., Смирнов В. Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и

- Алеутской дуг.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Л., 1968.
- Беспалый В. Г., Борзунова Г. П., Давидович Т. Д., Линькова Т. И., Файнберг Ф. С., Шапиро М. Н. К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка).— В сб.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972.
- Беспалый В. Г., Давидович Т. Д., Линькова Т. И., Файнберг Ф. С., Ремизовский Р. И. Палеомагнитная характеристика разрезов плейстоцена Камчатки.— В сб.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан, 1970.
- Беспалый В. Г., Давидович Т. Д., Файнберг Ф. С., Ремизовский Р. И. О возрасте древнейшего оледенения Камчатки.— В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Богданович К. И. Предисловие к книге К. И. Тюшева «По западному берегу Камчатки».— Зап. РГО по общей геогр. СПб., 1906, т. 37, № 2.
- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатский мыс (Восточная Камчатка).— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Боярская Т. Д., Малаева Е. М. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., «Наука», 1967.
- Брайцева О. А. Геоморфологическое строение Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы неотектоники.— Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1967, № 5.
- Брайцева О. А., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г., Мелекесцев И. В. Некоторые вопросы стратиграфии осадочных четвертичных отложений Восточной Камчатки и их значение для определения возраста вулканических образований.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Возраст современного рельефа Камчатки.— Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, № 4, 1966.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лупкина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Кожемьяка Н. Н. Основные этапы формирования рельефа Камчатки.— Геоморфология, 1970, № 3.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В. Связь строения и рельефа поверхности четвертичных пирокластических покровов (Восточная Камчатка).— В сб.: Кислый вулканизм. М., «Наука», 1973.
- Брукс К. Климаты прошлого. М., 1952.
- Будыко М. И. О причинах изменений климата в геологическом прошлом.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 1.
- Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В сб.: Ледниковый период на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Васьковский А. П. Новые сборы ископаемых экзотических хвойных на восточном берегу Пенжинской губы и некоторые геологические выводы, связанные с ними.— Материалы по геол. и полез. иск. Сев.-Вост. СССР, 1960, вып. 14.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии.— Геология Корякского нагорья. М., Гостехиздат, 1963.
- Виноградов В. Н., Мелекесцев И. В. Морфологические особенности современного оледенения вулканических районов Камчатки.— Материалы гляциологических исследований, 1966, вып. 12.
- Власов Г. М. Тектоническое строение Тихоокеанских окраин СССР.— В кн.: Геологическое строение СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Власов Г. М. Четвертичные оледенения Северных Курильских островов.— В кн.: Геоморфологический сборник Всесоюз. географ. об-ва. Л., Изд-во АН СССР, 1958б.
- Власов Г. М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов.— Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1959а, вып. 2.
- Власов Г. М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов.— Материалы II геоморфолог. совещ. М., 1959б.
- Власов Г. М. История геологического развития приохотских геосинклиналей.— В кн.: Материалы межведомств. совещ. по разработке унифицир. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских о-вов, Оха, 1959. М., Госнаучтехиздат, 1961.
- Власов Г. М., Святловский А. Е. Молодые наложенные вулканические пояса.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Четвертичные оледенения Камчатки.— Вопросы географии Дальнего Востока. Хабаровск, 1949.
- Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки и его геоморфологическое районирование.— Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 3.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А., Жегалов Ю. В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки.— Сов. геология, 1963, № 6.
- Влодавец В. И. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Волков А. Н., Лифшиц М. Х., Сергеев К. Ф., Сырых И. М., Соловьев С. Л., Та-

- бояков А. Я., Тузов И. К. Глубинное строение Курильской зоны современного вулканизма.— В кн.: Проблемы вулканизма (Материалы ко II Всесоюз. вулкано- совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Волчанская И. К. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., 1965.
- Волчанская И. К., Малаева Е. М. К проблеме расчленения вулканогенных толщ Юго-Восточной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.
- Вольнец О. Н., Шилин Н. Л. О петрохимических особенностях плиоценовых вулканоплутонических формаций хребта Кумрох (Восточная Камчатка).— В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965.
- Всехсвятский С. К. Малые тела солнечной системы и проблемы вулканизма Земли.— В кн.: Проблемы вулканизма. М., «Наука», 1962.
- Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. Под ред. С. И. Набоко. М., «Недра», 1974.
- Гаврилов В. К. История формирования геоантиклинального поднятия Больших Курил (на примере Северной группы островов). Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., 1964.
- Гейтнер А. Р. Стратиграфия и некоторые особенности осадконакопления позднекайнозойских отложений Западной Камчатки (по данным Тигильского р-на). Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Гейтнер А. Р., Егорова И. А., Лупкина Е. Г., Певзнер М. А., Шанцер А. Е., Челебаева А. И. Положение границы Матуяма-Брюнес в вулканогенно-осадочных толщах Камчатки.— Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, 1972, № 39.
- Гейтнер А. Р., Лупкина Е. Г., Скиба Л. А. Раннеантропогенные отложения Западной Камчатки (Тигильский район).— Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, 1966, № 31.
- Гейтнер А. Р., Скиба Л. А., Лупкина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В сб.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965.
- Гладенков Ю. Б. К биостратиграфии третичных отложений Восточной Камчатки (Южно-Быстринский хребет).— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 5.
- Гладенков Ю. Б. Об аллейской серии Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 5.
- Гладенков Ю. Б. Биостратиграфия верхне-неогеновых отложений Восточной Камчатки (бассейн р. Еловки).— Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1966, т. XLI, вып. 1.
- Гладенков Ю. Б. Иолдин неогена Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 8.
- Гладенков Ю. Б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области.— Сов. геология, 1971а, № 4.
- Гладенков Ю. Б. Неогеновые иолдин Северо-Восточной Камчатки (Ильпинский п-ов).— Изв. АН СССР, серия геол., 1971б, № 1.
- Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Гладенков Ю. Б., Луцкина И. В. Новые данные о геологическом строении п-ва Озерного на Восточной Камчатке.— ДАН СССР, 1967, т. 174, № 5.
- Гладенков Ю. Б., Музылев Н. Г. Морские диатомовые водоросли неогена Восточной Камчатки и Северного Сахалина.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
- Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н. Стратиграфия неогена Дальнего Востока в свете новых палеонтологических данных.— Бюлл. МОИП, 1972, т. XLVII, № 4.
- Голыков В. И. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточной части Камчатского перешейка.— Геология и геофизика, 1966, № 10.
- Гопкинс Д. И. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске.— В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., «Недра», 1965.
- Горшков Г. С. Вулканы острова Парамушир и их состояние летом 1953 г.— Бюлл. вулканол. станций, 1954, № 22.
- Горшков Г. С. Действующие вулканы Курильской островной дуги.— В сб.: Молодой вулканизм СССР. Труды Лабор. вулканол. АН СССР, 1958, вып. 13.
- Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.
- Горшков Г. С., Мархинин Е. К., Родионова Р. И., Федорченко В. И., Шилов В. Н. Описание вулканов Курильских островов.— В кн.: Геология СССР, 1964, т. 31, ч. 1.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
- Гречишкин Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск — Петропавловск).— Труды НИГРИ, серия А, вып. 72, 1935.
- Григоренко Ю. Н., Криштофович Д. В., Тарасов Б. М., Мотылинская Т. А., Шахмундес В. А., Будашева А. И. Литолого-фацциальная, геохимическая и палеонтологическая характеристика стратотипического разреза кавранской серии Западной Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки, ВНИГРИ, 1968.
- Давидович Г. Д. Растительность средне-четвертичного межледниковья Юго-Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 5.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Л., Гостоптехиздат, 1955.

- Долматов Б. К., Мельникова С. А., Стефанов Ю. М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка).— ДАН СССР, 1969, т. 187, № 5.
- Друщиц Ю. Г. Стратиграфия палеогеновых отложений северо-запада Камчатки.— В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки, ВНИГРИ, 1968.
- Друщиц Ю. Г., Синельникова В. Н., Фотьянова Л. И. Об объеме, палеонтологической характеристике и возрасте эрманофской свиты Камчатки.— ДАН СССР, 1970, т. 155, № 3.
- Дьяков Б. Ф. Геологические исследования на Западном берегу Камчатки. Тигильский район. М.— Л., 1936.
- Дьяков Б. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Западной Камчатки. Л., Госнаучтехиздат, 1955.
- Егизаров Б. Х. Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Егорова И. А. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Восточной Камчатки.— Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции. Новосибирск, 1971.
- Ермаков В. А. Некоторые новые данные о строении конуса вулкана Ключевского и его кратера.— Вопросы географии Камчатки, вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Ермаков В. А., Алыпина О. М., Егорова И. А. Состав и возраст алнейской серии и платобазальтов Юго-Восточной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 7.
- Ерохов В. Ф. Новые данные о возрасте неогеновых образований северо-восточной части Итурупа (Курильские о-ва).— ДАН СССР, 1960, т. 160, № 2.
- Желубовский Ю. С., Прялухина А. Ф. Курильские острова. Стратиграфия.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, ч. I. М., 1964.
- Жузе А. П. Диатомовые водоросли в морских и континентальных отложениях голоценового возраста.— В сб.: Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961.
- Заварицкий А. Н. Вулканы Камчатки.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1955, вып. 10.
- Затонский Л. К., Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Геоморфология подводной части Курило-Камчатской дуги.— В сб.: Океанологические исследования. М., 1961, № 3.
- Зенкович В. П. Некоторые закономерности развития берега западной Камчатки.— Труды Океанограф. комиссии АН СССР, 1956, т. 1.
- Зенкович В. П., Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Лукьянова С. А. К геоморфологии западного побережья Камчатки.— В сб.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов СССР. М., «Наука», 1971.
- Зобин В. М. О напряжениях в очагах тектонических землетрясений Камчатки.— В сб.: Материалы второй конференции молодых ученых и специалистов. Петропавловск-Камчатский, 1972.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Ионин А. С., Каплин П. А., Леонтьев О. К. и др. Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны Дальневосточных морей СССР. М., «Наука», 1971.
- Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. К стратиграфии вулканогенно-осадочных образований Малой Курильской дуги.— В сб.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. [Труды СахКНИИ]. Ново-Александровск, 1970, вып. 25.
- Канаев В. Ф. Геоморфологические наблюдения на Курильских островах.— Труды Ин-та океанологии, т. XXXII, 1960.
- Канаев В. Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной гряды.— Материалы совещания по изуч. четвертич. периода, т. I. М., 1961.
- Каплин П. А., Парунин О. Б., Шлюков А. И. и др. Радиоуглеродные датировки лабораторий Географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР.— Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, 1972, № 39.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология).— В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. Международный геологический конгресс, XXIV сессия. Доклады советских геологов. М., «Наука», 1972.
- Кожемяка Н. Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 4.
- Кожемяка Н. Н. К вопросу о высоких ровных поверхностях и особенностях погребенного рельефа вулканической части Срединного хребта Камчатки.— В кн.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966а.
- Кожемяка Н. Н. Особенности четвертичного оледенения Центральной части Срединного хребта.— Вопросы географии Камчатки, вып. IV. Петропавловск-Камчатский, 1966б.
- Кожемяка Н. Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966в.
- Корсунская Г. В. Курильская островная дуга (физико-географическая характеристика). М., География, 1958.
- Косминская И. П., Зеерев С. М., Вейцман П. С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР, серия геоф., 1963, № 1.

- Кочегура В. В., Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки.— Геология и геофизика, 1969, № 8.
- Краевая Т. С. Новые данные о возрасте молодых пемзовых отложений района озера Курильского.— Вопросы географии Камчатки, вып. V. Петропавловск-Камчатский, 1967.
- Краевая Т. С., Олюнин В. Н. Происхождение холмисто-котловинного рельефа Камчатки.— В сб.: География и геоморфология Азии. М., «Наука», 1969.
- Криштофович Л. В. Стратиграфия и фауна Тигильской толщи западного побережья Камчатки.— Труды ВНИГРИ, новая серия, 1947, вып. 23.
- Крашенинников В. А. Географическое и стратиграфическое распределение планктонных фораминифер в отложениях палеогена тропической и субтропической области. М., «Наука», 1969.
- Крашенинников В. А. О ярусной шкале миоцена открытых морских бассейнов тропической и субтропической области.— Вопросы микропалеонтологии, 1969, вып. 11.
- Крашенинников В. А. Стратиграфия и фораминиферы кайнозойских пелагических осадков Северо-Западной части Тихого океана (по материалам глубоководного бурения).— Вопросы микропалеонтологии, 1971, вып. 14.
- Кременецкая Т. Н. О рельефе и деформациях древней (плиоценовой) поверхности выравнивания Тигильского р-на Камчатки.— В сб.: Геоморфология, вып. 4. М., 1970.
- Криштофович Л. В. Моллюски этолонской свиты Восточной Камчатки.— Палеонтологический сборник, № 4. [Труды ВНИГРИ, 1969, вып. 268].
- Криштофович Л. В. Провинциальная стратиграфическая схема морских палеогеновых и неогеновых отложений северо-западной части Тихоокеанской области.— В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1969.
- Криштофович Л. В., Ильина А. П. Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки.— Материалы межведомств. совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха. М., Гостехиздат, 1961.
- Кулаков А. П. К вопросу о террасообразовании и четвертичной истории южной группы Курильских островов.— В сб.: Тезисы и аннотации докладов на XV науч.-технич. конференции ДВПИ. Владивосток, 1964.
- Кулаков А. П. Террасовые ряды побережий дальневосточных морей и их использование при решении некоторых проблем четвертичной геологии Дальнего Востока.— В сб.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Кулаков А. П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Автореф. канд. дисс., Владивосток, 1970.
- Куприна Н. П. Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки. М., «Наука», 1970.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А. К палеогеографии верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 8.
- Кушев С. Л., Ливеровский Ю. А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, 1940, вып. 32.
- Лапшин Л. И. О древнем оледенении Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, вып. 1. Петропавловск-Камчатский, 1963.
- Леонидова Н. А. Осадконакопление в желобах (на примере Идзу-Бонинского глубоководного желоба).— В сб.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса [Труды СахКНИИ], вып. 25. Ново-Александровск, 1970.
- Малаева Е. М. Верхнеплиоценовые-плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дисс.. М., 1965.
- Малеев Е. Ф. Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1961, вып. 20.
- Малеев Е. Ф. Характерные признаки некоторых грубообломочных фаций.— В сб.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., «Наука», 1963.
- Маренина Т. Ю. Вулкан Опала на Камчатке.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1960, вып. 18.
- Маркин Н. М. Стратиграфия третичных отложений западного побережья Камчатки.— В кн.: Материалы межведомств. совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов (г. Оха). М., Госнаучтехиздат, 1961.
- Марков К. К. Палеогеография. М., 1951.
- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шуваев А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К. Вулканы острова Кунашир.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, 1959, вып. 17.
- Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.
- Мархинин Е. К., Поспелова Г. А. Некоторые данные палеомагнитных исследований на Курильских островах.— Изв. АН СССР, серия геофиз., 1959, № 10.
- Мелекесцев И. В. О сейсмостектонических обвалах и оползнях на Камчатке.— Во-

- просы географии Камчатки, вып. III. Петропавловск-Камчатский, 1965а.
- Мелекесцев И. В.** Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы.— В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., «Наука», 1965б.
- Мелекесцев И. В.** Масштаб и возраст последней крупнейшей вспышки кислого вулканизма на Камчатке.— В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. М., «Наука», 1967.
- Мелекесцев И. В.** Вулканизм как причина оледенений.— В сб.: Вулканы и извержения. М., «Наука», 1969а.
- Мелекесцев И. В.** Дешифрировочные признаки четвертичных вулканических образований Камчатки.— В сб.: Методика картирования вулканических формаций. М., «Наука», 1969б.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Гептнер А. Р.** К вопросу о генезисе покровных отложений Центральной Камчатской депрессии.— В сб.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», 1969.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Сулержицкий Л. Д., Кожеев Н. Н., Огородов Н. В., Егорова И. А., Лукина Е. Г.** Возраст вулканов Курило-Камчатской вулканической области.— В сб.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1971.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С.** Фациальный состав и литология ледниковых отложений районов четвертичного вулканизма на Камчатке.— В сб.: Современный вулканизм [Труды II Всесоюз. вулкано-совещ., т. II]. М., 1966.
- Мелекесцев И. В., Краевая Т. С., Брайцева О. А.** Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., «Наука», 1970.
- Меннер В. В., Куликова В. Н.** К вопросу о возможности детализации стратиграфии плиоценовых отложений Камчатки.— Материалы межведомств. совещ. по разработке унифиц. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки, Курильских о-вов, г. Оха. М., 1961.
- Меннер В. В., Никифорова К. В., Певзнер М. А., Алексеев М. Н., Гладенков Ю. Б., Гурарий Г. З., Трубихин В. М.** Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 6.
- Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Мокроусов В. П., Садовский Н. Д.** Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки.— Материалы межведомств. совещ. по разраб. унифиц. стратиграф. схем Сахалина, Камчатки и Курильских о-вов, г. Оха. М., 1961.
- Мокроусов В. П., Садовский Н. Д.** Четвертичная система.— В кн.: Геология СССР, т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., 1964.
- Несвит Д. С.** Геология и нефтеперспективность Ильинского п-ва восточного побережья Камчатки. Л., 1968.
- Огородов Н. В., Кожеев Н. Н., Важеевская А. А., Огородова А. С.** Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Олюнин В. Н.** Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965а, № 1.
- Олюнин В. Н.** Современное и «историческое» оледенение Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965б, № 1.
- Остапенко В. Ф.** Спекшийся туф кальдеры Медвежьей (о. Итуруп, Курильские острова).— ДАН СССР, 1967, т. 174, № 4.
- Певзнер М. А.** Палеомагнетизм и некоторые вопросы стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Певзнер М. А.** Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. М., «Наука», 1972.
- Петров В. С., Цикунов А. Г., Пронин А. А.** Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой и терригенной формаций Валагинского хребта.— М., «Наука», 1966.
- Петров О. М.** Стратиграфия четвертичных отложений и история развития плейстоценовой фауны моллюсков Чукотского полуострова. Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Петров О. М.** Палеогеография Чукотского полуострова в позднем неогене и четвертичном периоде. М., «Недра», 1965.
- Петров О. М., Хорева И. М.** Корреляция позднеогеновых и четвертичных отложений Крайнего Северо-Востока СССР и Аляски.— В сб.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., «Наука», 1968.
- Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции** (под ред. Э. Н. Эрлиха). М., «Наука», 1966.
- Печерский Д. М., Ключева В. Н., Казакова Г. П.** Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Среднего хребта.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1965.
- Пийп Б. И.** Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки.— Труды Камч. вулканол. станц. АН СССР, 1947, вып. 3.
- Пийп Б. И.** Ключевская сопка и ее извержение в 1944—1945 гг. и в прошлом.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. II, 1956.
- Пискунов Б. Н.** Шаровые лавы и гиапокластиты острова Уруп.— ДАН СССР, 1966, т. 168, № 1.
- Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф.** Неогеновые отложения острова Симушир и некоторые вопросы геологической истории Большой Курильской гряды.— В сб.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Труды СахКНИИ, 1970, вып. 25.
- Погожев А. Г., Голяков В. И., Арсанов А. С.** Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений восточного побережья Пенжинской губы.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., 1963.
- Полунин Г. В.** Об абсолютном возрасте высокой террасы и вулкана Менделеева на о. Кунашир.— Бюлл. вулканол. станций, 1969, № 45.

- Преображенский И. А. Месторождение бурого угля на Западном берегу залива Корфа на Камчатке. М.—Л., ОНТИ, 1933.
- Пронина И. Г. Характерные фаунистические комплексы моллюсков из третичных отложений Ильпинского полуострова Камчатки. Л., 1968.
- Пронина И. Г. Эоценовые моллюски полуострова Камчатский мыс (восточное побережье Камчатки).— В сб.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1969.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Ренгартен Н. В., Куприна Н. П. Некоторые особенности плейстоценового литогенеза Центральной Камчатской депрессии.— Литология и полезные ископаемые, 1968, № 2.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Госгостехиздат, 1961.
- Ривов Л. А. Некоторые геофизические данные о глубинном строении Центральной Камчатской депрессии.— Сов. геология, 1963а, № 2.
- Ривов Л. А. О тектонике Камчатского полуострова и дна прилегающих к нему районов (по геофизическим данным).— Геология и геофизика, 1963б, № 6.
- Родионова Р. И., Федорченко В. М., Шилов В. Н. Плейстоценовый и современный вулканизм хребта Вернадского (о. Парамушир).— В сб.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Родионова Р. И., Федорченко Р. И., Шилов В. Н. Геологическое строение четвертичных вулканов.— Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М., «Наука», 1966.
- Ротман В. К. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореф. канд. дисс. Л., 1963.
- Садриев А. М., Долматов Б. К. Новые данные об объеме и возрасте эффузивно-пирокластических и туфогенно-осадочных образований Кроноцкого полуострова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 7.
- Святловский А. Е. О применении геоморфологии при исследовании вулканических областей.— Труды Лабор. вулк. АН СССР, 1954, № 8.
- Святловский А. Е. История новейшего вулканизма и образования рельефа в районе вулкана Бакенинг.— Труды Лаборатории вулканол. АН СССР, вып. 12, 1956.
- Святловский А. Е. О возрасте вулканов различных тектонических зон Камчатки.— Бюлл. вулканол. станций, 1957, № 26.
- Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1967.
- Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. К вопросу о строении депрессии озер Столбового и Нерпичьего в Усть-Камчатском районе.— Вопросы географии Камчатки, вып. IV. Петропавловск-Камчатский, 1966.
- Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5.
- Сергеев К. Ф. Геологическое строение и развитие района северной группы Курильских островов. М., «Наука», 1966.
- Серова М. Я. Фораминиферы палеоценовых отложений Восточной Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Серова М. Я. Зональное расчленение и корреляция палеогеновых отложений Северо-Западной части Тихоокеанской провинции. М., «Наука», 1969.
- Серова М. Я., Гуляев П. В. О возрасте «Восточно-Камчатского туфогенного флиша».— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2.
- Серова М. Я., Гундобин В. М., Дмитриева В. К., Свербилова Т. В. Зона Rzehakina в разрезе вулканогенно-терригенных толщ восточного хребта Камчатки.— ДАН СССР, 1970, т. 190, № 3.
- Синельникова В. Н. К вопросу о возрасте энемтенской свиты Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 1.
- Синельникова В. Н. Pectinidae мио-плиоцена Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Синельникова В. Н. Плиоцен Западной Камчатки.— В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1969.
- Синельникова В. Н., Друщиц Ю. П. Биостратиграфия кавранских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 5.
- Синельникова В. Н., Скиба Л. А., Фотьянова Л. И. О плиоценовой (энемтенской) флоре Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 8.
- Сирин А. Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., «Наука», 1968.
- Скиба Л. А., Хорева И. М. О верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях острова Карагинского.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, 1966, № 32.
- Стратула Д. С. Вулканы и горячие источники острова Шиадокотан. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1969.
- Стратула Д. С., Стырикович Б. В. Следы четвертичных оледенений и трансгрессий моря на острове Шиадокотан.— Вопросы географии Камчатки. вып. V. Петропавловск-Камчатский, 1967.
- Стрельцов М. И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной дуги.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Супруненко О. И., Декин Г. П. Субширотные разломы Восточной Камчатки.— ДАН СССР, сер. геол., 1968, т. 180, № 6.

- Табоякова Л. А. Палинологические особенности верхнемiocеновых и плиоценовых отложений Тунгорского разреза (северный Сахалин). 1963.
- Тарасенко Т. В., Мельникова С. А., Серова М. Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни Какыйнэ (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
- Тимербаева К. М. Петрология Ключевских вулканов на Камчатке. М., «Наука», 1967.
- Тихонов В. И. Схема тектоники южной части полуострова Камчатки. — ДАН СССР, 1959, 127, № 1.
- Тихонов В. И. Тектоника Южной Камчатки по новым данным геологии, геофизики и батиметрии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. 35, вып. 3.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. — В сб.: Кайнозойские складчатые зоны севера Тихоокеанского кольца. М., «Наука», 1963.
- Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. М., «Наука», 1965.
- Удинцев Г. Б. Рельеф Курило-Камчатской впадины. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, вып. 12.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Утнасин В. К., Балеста С. Т., Аносов Г. И. Глубинная структура Центральной Камчатской депрессии по сейсмическим данным. — В сб.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972.
- Флворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., «Наука», 1965.
- Федоренко С. И. Морская терраса Восточного побережья Камчатки. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, 4.
- Федоренко С. И., Скрипко К. А. Вулканы Кроноцкого района на Камчатке. М., «Наука», 1969.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. и др. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир). — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Федорченко В. И., Шилов В. Н. Проблема древних оледенений о. Парамушир и связанные с ней вопросы стратиграфии четвертичных отложений. — Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Федотов С. А., Токарев П. И., Годзиковская А. А., Зобин В. М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965—1968 гг.). М., «Наука», 1974.
- Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге и верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В сб.: Вулканизм и глубинное строение земли. М., «Наука», 1966.
- Флинт Р. Ледники и хронология плейстоцена. М., 1963.
- Флоренсов Н. А. Что такое структурная геоморфология? — Изв. АН СССР, геогр., 1965, № 2.
- Фрих-Хар Д. И. Некоторые вопросы, связанные с изучением кайнозойских вулканогенных толщ Центральной и Юго-Восточной Камчатки. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
- Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Худяков Г. И. Палеогеография поверхности выравнивания в южной части Советского Дальнего Востока. — В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
- Худяков Г. И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. — В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Цикунов А. Г., Петров В. С. Надвиги Восточного хребта Камчатки. — Геология и геофизика, 1972, № 1.
- Цикунов А. Г., Пронин А. А., Гладенков Ю. Б. Неогеновые отложения Восточной Камчатки (Валагинский хребет). — В кн.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Челебаева А. И. Ископаемая флора залива Корфа и ее значение для стратиграфии неогена Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., 1971а.
- Челебаева А. И. Вопросы стратиграфии континентального кайнозоя Камчатки. М., «Наука», 1971б.
- Челебаева А. И., Синельникова В. Н., Мчедlishvili П. А. Стратиграфическое положение и условия формирования корфской туфогенно-угленосной толщи. М., «Наука», 1966.
- Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР. — Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, 1961, т. III.
- Шанцер А. Е. Особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Шанцер А. Е., Гептнер А. Р., Егорова И. А., Лупкина Е. Г., Певзнер М. А., Челебаева А. И. Вулканогенные толщ хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
- Шанцер А. Е., Тихонов В. И. Тектоника южной части хребта Кумроч (Восточная Камчатка). — Геотектоника, 1967, № 3.
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Гептнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Шевырев Л. Т., Погужев А. Г., Турчанович Ю. С. Новые данные по стратиграфии палеогена Пенжинского прогиба (Северное Прихотье). — Изв. ВУЗ, геол. и разведка, 1972, № 5.

- Шеймович В. С. Кайнозойские игнимбриты Южной и Восточной Камчатки. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1969.
- Шеймович В. С., Валов М. Г. О возрасте рудообразования в Быстринском и Срединном хребтах Центральной Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 4.
- Шеймович В. С., Хромов В. Т., Гладикова В. М. О возрасте аллейской серии на юге Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, вып. II. Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л., Изд. ЛГУ, 1967.
- Шилов В. Н. и др. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о. Парамушир).— Труды СахКНИИ, 1966, вып. 16.
- Шмидт О. И., Синельникова В. Н. Морские ежи кавранской серии Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1971, т. 199, № 4.
- Штейнберг Г. С. Глубинное геологическое строение Авачинской группы вулканов. Автореф. канд. дисс. Л., 1966.
- Штейнберг Г. С., Балеста С. Т., Зубин М. И., Таракановский А. А. Геологическое строение Авачинского вулкана по геофизическим данным. М., «Наука», 1966.
- Шукин И. С. Общая геоморфология, т. II. М., Изд-во МГУ, 1964.
- Эмери К. О. Континентальные шельфы.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.
- Эрлих Э. Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Эрлих Э. Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Эрлих Э. Н. Новые данные о вулканотектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма.— Геотектоника, 1966, № 6.
- Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм Западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Эрлих Э. Н., Трухин Ю. П. Пример картирования кольцевой структуры района Больших Банных Ключей.— В сб.: Вопросы методики картирования вулканогенных формаций. М., «Наука», 1969.
- Audeiko G. P. Evolution of geosynclines on Kamtchatka.— Pacific Geology, N 3, 1971.
- Berggren W. A. Cenozoic chronostratigraphy, planktonic foraminiferal zonation and the radiometric time scale.— Nature, v. 224, 1969, Dec., 13.
- Binns R. E. Flindrian strandene chronology for the British Isles and correlation of some European postglacial strandlines.— Nature, 1972, v. 235, 5335.
- Cox A., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs: Nunivax Islands Alaska — earth and Planetary Sci. Letters, 1967, v. 3, N 2.
- Davis W. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1912.
- Emiliani C. Pleistocene temperatures.— J. Geol., 1955, v. 63, N 6.
- Emiliani C. Temperature and age analysis of deep-sea cores.— Science, 1957, v. 125, N 3244.
- Erlich E. N. Recent movements and Quaternary volcanic activity within the Kamtchatka territory.— Pacific Geology, 1968, N 1.
- Erlich E. N., Melekestsev I. V. Evolution of Quaternary volcanism and tectonics in the Western part of the Pacific ring.— Pacific Geology, 1972, N 4.
- Humphreys W. J. Volcanic dust and other factors in the production of climatic changes and their possible relation to ice ages.— Mountain Weather Observatory Bull., 1913, v. 6.
- Ikebe N., Takayanagi Y., Chiji M., and Chinzei K. Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan — an attempt at intercontinental correlation.— Pacific Geology, 1972, N 4.
- Jongsma D. Eustatic sea changes in the Arafura Sea.— Nature, 1970, v. 228.
- Jouse A. P. Diatomeen in Seesedimenten.— Archiv für Hydrobiologie, Stuttgart, 1966, 1—11, 1—32.
- Hays J. D., Ninkovich D. North-Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutian under-thrusting.— Geol. Soc. Am. mem., 1970, 126.
- Koizumi I. Tertiary Diatom Flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan.— Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendi, Japan, II ser. (Geology), v. 40, N 3, 1968.
- Scholl W., Greager J., Boyce K., Echols K., Hsin G., Supko P., Steward R., Worsley T. Deep Sea Drilling Project, Leg 19, «Geotimes», november 1971.
- Serova M. The zonal scale of the Paleogene deposits of the northwestern part of the Pacific province and their correlation to the Tethys deposits.— In: Tertiary correlations and climatic changes in the Pacific, XI Pacific Sci. Congr., Sympos, N 25, 1970.
- Shibata K. K — Ar age determinations of granitic and metamorphic rocks in Japan.— Geol. Surv. of Japan, rep. N 227, Japan, 1968, N 227.
- Singh L. J. Uplift and tilting of the Oterei coast, Wairarapa, New Zealand, during the last ten thousand years.— Bull. Roy. Soc. N. Z., 1971, N 9.
- Takai F., Matsumoto T. and Toriyama R. Geology of Japan.— University of California Press, Berkeley and Los Angeles, 1963.
- Veeh H. H., Veevers J. J. Sea level at — 175 m of the Great Barrier Reef 13, 600 to 17,000 years ago.— Nature, 1970, v. 226.
- Wolfe J. A. Paleogene floras from the Gulf of Alaska region.— U. S. Geol. Surv. Open-file report, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Рельеф и современная структура Курило-Камчатской области	10
Геоморфологический очерк (И. В. Мелекесцев)	10
Соотношения современной структуры и морфоструктуры (Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев)	17
История формирования палеорельефа	31
Кайнозойские отложения Курило-Камчатской области (А. И. Челебаева, А. Е. Шанцер, И. А. Егорова, Е. Г. Лупкина)	31
Этапы развития палеорельефа (А. Е. Шанцер)	58
Новейший период истории развития рельефа	83
Объем, этапность и вопросы методики изучения новейшего периода развития рельефа (О. А. Брайцева, И. А. Мелекесцев)	83
История развития современных морфоструктур Камчатки	99
Денудационно-тектонические горы (И. В. Мелекесцев, Э. Н. Эрлих)	100
Денудационно-вулканогенно-тектонические горы (А. Е. Шанцер, Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев)	142
Вулканические горы и равнины (И. В. Мелекесцев, О. А. Брайцева, Э. Н. Эрлих, Н. Н. Кожемяка)	162
Аккумулятивные равнины Центральной Камчатской депрессии (О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев)	234
Низкогорные массивы и цокольные равнины Западной и Восточной Камчатки (И. В. Мелекесцев)	250
История развития современных морфоструктур островных дуг	259
Внешний хребет Курильской дуги (И. В. Мелекесцев)	259
Внутренний хребет Курильской дуги (И. В. Мелекесцев, И. А. Егорова, Е. Г. Лупкина)	265
Командорские острова (Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев)	327
Основные этапы формирования современного рельефа Курило-Камчатской области (И. В. Мелекесцев)	337
Основные факторы рельефообразования и их эволюция	345
Новейшая тектоника (Э. Н. Эрлих, И. В. Мелекесцев, А. Е. Шанцер)	345
Новейшая вулканическая деятельность (О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, Э. Н. Эрлих)	369
Флювиальная деятельность (И. В. Мелекесцев)	394
Четвертичные оледенения (О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев)	402
Заключение	426
Литература	430

**Камчатка, Курильские
и Командорские острова**
(История развития рельефа
Сибири и Дальнего Востока)

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом вулканологии
Дальневосточного научного центра АН СССР*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *Л. Н. Золотухина*

Сдано в набор 30/IV 1974 г.
Подписано к печати 11/IX 1974 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская, № 1.
Усл. печ. л. 41,13. Уч.-изд. л. 42,4. Тираж 1000.
Т-15927. Тип. зак. 4129.

Цена 4 р. 57 к.

Издательство «Наука»,
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография издательства «Наука»,
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10